GEOLOGIE GENERALĂ

VOLUMUL II

INTRODUCERE în GEOLOGIE



editura Tehnopress

CUPRINS

CUVÂNT ÎNAINTE

Acest volum din seria edițiilor în limba română ale cursului "*Geologie Generală*" cuprinde secțiunile referitoare la caracteristicile terestre, geodinamica internă, seismologie și geologie istorică ale textului prezentat anterior în limba franceză (Androne, 2002), în timp ce secțiunea de mineralogie constituie un volum publicat separat (Androne, 2008), iar cea de petrologie se află în lucru.

Constituind suportul de curs al disciplinei cu același nume, volumul se adresează studenților geografi din anul I și nu numai, cu scopul de a-i asista în fundamentarea unor cunoștințe de bază din domeniul geologic al Geoștiințelor.

Dat fiind nivelul căruia i se adresează, informația prezentată este structurată într-o formă simplificată și concisă, conținând însă uneori și informații suplimentare, ce constituie o invitație lansată celor interesați la un studiu mai aprofundat al unor chestiuni de larg interes științific. În afara secțiunilor menționate, am considerat oportună prezentarea unui capitol introductiv, referitor la Univers și Sistemul Solar, conținând atât aspecte istorice legate de laboriosul demers științific specific realizat de umanitate în ultimele două milenii, cât și câteva noțiuni esențiale de fizică și chimie (geo- și cosmochimie).

În text sunt evidenţiate prin caractere îngroşate sau subliniate noţiunile şi definiţiile importante, iar cu caractere italice sunt marcate denumirile științifice şi noţiunile citate în limba de origine, precum şi cuvintele sau locuţiunile latine sau provenite din limbi străine, dintre care unele sunt de uz curent. De asemenea, în foarte multe cazuri, am considerat utilă şi prezentarea între paranteze a versiunii în limba engleză a unor termeni de specialitate uzuali, pentru a veni în întâmpinarea celor interesaţi.

În ansamblul său, textul cuprinde un mare număr de informaţii, care în general se vor dovedi a fi noi şi strict specifice,

astfel încât, pentru asimilarea acestora este recomandat un studiu individual suplimentar, asociat celui desfăşurat în cadrul cursurilor şi lucrărilor practice universitare.

INTRODUCERE
GEOLOGIA -
Istoric, obiective și metode

GEOLOGIA (origine: gr. *gē, geos* = Pământ + *logos* = discurs, știință → știință a Pământului, geoștiință; engl. *Geology*) face parte din grupul **GEOȘTIINȚELOR** (engl. *Geosciences*), fiind o ştiinţă a Pământului axată pe studiul globului terestru, cu toate ansamblurile sale interioare şi exterioare. GEOLOGIA vizează cunoaşterea şi înţelegerea naturii, constituţiei şi proprietăţilor fizice şi chimice ale Pământului, precum şi a genezei, vârstei şi a proceselor şi transformărilor pe care acesta le-a suferit în decursul timpului. Situarea Pământului în contextul Sistemului Solar și al Universului, a determinat extinderea studiilor geologice şi la corpurile cereşti mai mult sau mai puţin apropiate, abordându-se astfel domenii învecinate cu cosmochimia, astrofizica şi astronomia.

Geologia se confruntă cu obiecte de studiu cu niveluri de organizare extrem de diferite - de la particule cu dimensiuni de ordinul nanometrilor, până la plăci tectonice şi domenii telurice cu dimensiuni de mii de kilometri - precum şi cu observarea unor fenomene şi procese cu durate de desfăşurare de o variabilitate extraordinară - de la dezintegrarea radioactivă a nuclizilor cu perioade de înjumătăţire de câteva fracţiuni de secundă şi până la procese sedimentare şi tectonice care durează zeci şi sute de milioane de ani. Obiectele studiului geologic nu sunt întotdeauna accesibile, chiar dacă ne referim strict la planeta noastră. Astfel, observarea şi cercetarea directă se limitează practic la o peliculă superficială - la scară planetară - şi, chiar şi la acest nivel, cunoştinţele sunt de dată recentă, deoarece abia în cursul ultimelor decenii ale secolului XX s-au putut recolta probe de la mari adâncimi continentale şi oceanice, de o importanţă decisivă pentru cunoaşterea structurii interne a Pământului.

Având-și rădăcinile în Antichitate, primele studii geologice au avut ca obiect mineralele și rocile utilizate cotidian și de asemenea, interesul practic și apoi științific pentru erupțiile vulcanice și fenomenele seismice - toate acestea au condus la apariția primelor consemnări, lucrări și tratate cu caracter geologic, circumscrise în general *Științelor Naturii* și realizate de: **Anaximenes** (cca. 585-525

î.Chr.); **Anaxagoras** (cca. 500-428 î.Chr.); **Teophrast** (*cca.* 372-287 î.Chr.); **Aristotel** (384-322 î.Chr.); **Strabon** (*cca.* 64 î.Chr.-26 A.D.); **Pliniu cel Bătrân** (23-79 A.D.); **Pliniu cel Tânăr** (61-113 A.D.); **Zhang Heng** (78-139 A.D.) *etc.* Înaintând anevoios în cursul primului mileniu, cunoștințele din diferite domenii ale geologiei au început să se cristalizeze lent, astfel încât, s-a ajuns la utilizarea termenului „*geologie*" într-un text latin din 1344, publicat abia în 1473; termenul se referea la studiul realităţilor terestre, în opoziţie cu doctrinele teologice ale vremii. Între data apariţiei noţiunii şi fundamentarea geologiei ca ştiinţă, în decursul secolelor XVI şi XVII, s-au evidenţiat o serie de oameni de ştiinţă care au pus bazele ramurilor de cercetare geologică de mai târziu. Între aceştia îl menţionăm pe omul de știință și artistul italian **Leonardo da Vinci** (1452-1519), care, în secţiunile de ştiinţe naturale ale studiilor sale multidisciplinare, a explicat originea fosilelor. Eruditul clasicist şi umanist german **Georgius Agricola** (1494-1555) a prezentat în lucrarea sa *De natura fossilium* (lat. „Despre natura fosilelor" - în epocă termenul „fosil" era utilizat pentru orice obiect dezgropat din pământ), prima clasificare ştiinţifică a mineralelor cunoscute, descriind și minerale noi; de asemenea, în *De re metallica* (lat. „Despre metale"), a realizat o descriere ştiinţifică a tehnicilor miniere şi metalurgice utilizate la acea vreme. Omul de ştiinţă danez **Nicolaus Steno** (1638-1686) a pus bazele geologiei istorice şi a studiului stratigrafic, fiind primul cercetător care a realizat faptul că Pământul cuprinde o istorie cronologică a evenimentelor geologice, care poate fi descifrată prin investigarea atentă a stratelor şi a fosilelor.

Secolul XVIII este cel care a adus recunoaşterea deplină a geologiei ca ştiinţă, precum şi conturarea mai precisă a direcţiilor sale de cercetare. Prima cronologie de ansamblu a Pământului, fondată pe principii stratigrafice, *Époques de la nature* (fr. „Epocile naturii"), a fost realizată de către naturalistul francez **Georges-Louis Leclerc,** conte de **Buffon** (1707-1788) şi face parte din opera sa enciclopedică, intitulată *Histoire naturelle, générale et particulière* (fr. „Istorie naturală, generală şi particulară"), care a reunit într-o formă unitară noţiunile disparate de istorie naturală cunoscute în epocă. Pe baza eseurilor despre cristalografie ale mineralogului francez **Jean-Baptiste Romé de l`Isle** (1736-1790), abatele **René-Just Haüy** (1743-1822), profesor de mineralogie la Universitatea *Sorbonne* din Paris (Franţa), a pus bazele cristalografiei, definind

legile simetriei cristaline. Petrologia a cunoscut afirmarea a două şcoli: cea neptunistă, fondată de geologul german **Abraham Gottlieb Werner** (1750-1817), care considera originea sedimentară marină ca fiind comună tuturor tipurilor de roci, în opoziţie cu şcoala plutonistă, a geologului şi naturalistului scoţian **James Hutton** (1726-1797), susţinător al unei origini vulcanice a celor mai multe tipuri de roci. Hutton a expus în opera sa *Theory of the Earth* (engl. „Teoria Pământului") o serie de concepte moderne, considerând că procesele de eroziune, depoziţie, sedimentare, cutare *etc.* sunt ciclice şi s-au repetat de mai multe ori în cursul istoriei geologice a Pământului. Paleontologia s-a afirmat în mod special prin cercetările botanistului şi exploratorului suedez baronul **Carl von Linné** (1707-1778), care a pus la punct principiile de clasificare şi denumire a genurilor şi speciilor vegetale şi animale, descriind zeci de mii de vertebrate şi plante fosile.

Începând cu secolul XIX, geologia modernă a cunoscut o dezvoltare fără precedent: societăţi ştiinţifice au fost fondate la Londra (1807) şi apoi la Paris (1830), au fost realizate hărţi geologice, s-au publicat sinteze ale cunoştinţelor acumulate şi, în general, s-au făcut progrese remarcabile în domeniile specifice de cercetare ale geologiei. În anul 1814, chimistul suedez baronul **Jöns Jakob Berzelius** (1779-1848) a realizat o nouă sistematică a mineralelor, clasificându-le pe baza proprietăţilor chimice. Reluând şi îmbunătăţind această clasificare, mineralogul american **James Dwight Dana** (1813-1895) a publicat mai multe ediţii completate succesiv ale lucrării sale *System of Mineralogy* (engl. „Sistematica mineralogică"). Descoperirea microscopului polarizant şi studiul proprietăţilor optice ale materialelor geologice, începând cu lucrarea geologului german **Ferdinand Zirkel** (1838-1912), *Mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine* (germ. „Natura microscopică a mineralelor şi rocilor"), a marcat debutul unei noi ere în studiul de detaliu al mineralelor şi rocilor. Progresele remarcabile ale paleontologiei se datorează în primul rând zoologului şi paleontologului francez baronul **Georges-Léopold Cuvier** (1769-1832), creator al anatomiei comparate. Acesta a enunţat *Principiul corelării formelor*, a revoluţionat sistematica vertebratelor şi, chiar dacă a negat teoriile evoluţioniste şi a susţinut conceptul catastrofismului, are meritul de a fi aşezat paleontologia pe baze solide, ştiinţifice. Discipolul său, naturalistul francez **Alcide Dessalines d'Orbigny** (1802-1857), fondator al micropaleontologiei, a pus bazele scării

cronostratigrafice, pornind de la conţinutul fosil al numeroaselor etaje geologice descoperite. Cercetările biologului francez **Jean-Baptiste de Monet,** cavaler de **Lamarck** (1744-1829), cunoscut pentru lucrarea sa *Histoire naturelle des animaux sans vertèbres* (fr. „Istoria naturală a animalelor fără vertebre"), constituie o valoroasă sistematică revizuită a nevertebratelor, larg acceptată şi astăzi. În anul 1830, geologul scoţian baronetul **Charles Lyell** (1797-1875) a publicat lucrarea *Principles of Geology* (engl. „Principiile geologiei"), în care este evidenţiată similitudinea proceselor şi fenomenelor geologice actuale, cu cele care au acţionat în trecutul Pământului - principiu al cercetării geologice, numit *uniformitarism*, care a fost schiţat mai întâi de savantul rus **Mihail Vassilievici Lomonossov** (1711-1765) în 1757 şi reafirmat apoi de către geologul scoţian James Hutton în 1795, constituind un important punct de plecare în stabilirea metodelor conceptuale de studiu în geologie. Un moment crucial în dezvoltarea paleontologiei şi a biologiei în general este marcat de opera naturalistului englez **Charles Robert Darwin** (1809-1882). Teoriile sale evoluţioniste, elaborate în urma documentării şi observaţiilor realizate în timpul călătoriei pe vasul britanic *Beagle* în largul coastelor de vest ale Americii de Sud şi în unele insule din Pacific, sunt cuprinse în lucrarea sa *On the origin of species, by means of natural selection* (engl. „Despre originea speciilor, ca urmare a selecţiei naturale"), care a influenţat în mod decisiv ideile ştiinţifice şi religioase ale vremii.

Realizările extraordinare din toate domeniile geologiei afirmate în cursul secolului XX, ca de altfel şi din toate celelalte domenii ştiinţifice, sunt datorate în primul rând progresului tehnic care a înregistrat o rapiditate nemaiîntâlnită în secolele anterioare. Între marile realizări ale secolului al XX lea, menţionăm utilizarea razelor *X* în studiul mineralelor şi rocilor, începând cu anul 1912, în care, fizicianul german **Max von Laue** (1879-1960) a descoperit difracţia razelor *X* de către cristale, dovedind structura reticulară a acestora; ulterior, fizicianul britanic **Sir William Henry Bragg** (1862-942) a publicat prima lucrare asupra structurii unui cristal, determinată prin difracţie de raze *X*, descriind detaliat aranjamentul său atomic. Utilizarea izotopilor radioactivi în datarea absolută a materialelor geologice a deschis o nouă „eră" în studiul geologic, debutând în 1905 cu descoperirea izotopului ^{206}Pb ca ultim produs de dezintegrare radioactivă a ^{238}U, de către chimistul american **Bertram Bolt-**

wood (1870-1927) şi continuând cu perfecţionarea spectrometrului de masă şi utilizarea acestuia de către chimistul american **Harold Clayton Urey** (1893-1981) în geocronologie. Vârsta absolută a Pământului a fost stabilită pentru prima dată cu acurateţe geoizotopică în anul 1956, de către fizicianul american **Clair C. Patterson** (1922-1995), la valoarea de 4,55 G.a., modificată ulterior la 4,56 G.a. De o mare importanţă în studiul geologic a fost aplicarea metodelor geofizice şi a tehnicilor apărute în cursul celor două războaie mondiale (*sonarul* și *radarul*), precum şi a tehnologiilor şi echipamentelor spaţiale în studiul structurii interne a Pământului şi apoi în cel al planetelor învecinate *etc.*

O adevărată „revoluţie" a fost declanşată în lumea ştiinţifică geologică de *Teoria tectonicii globale*, al cărei prim concept, cunoscut ca *Deriva continentelor* a fost enunţat de către savantul german **Alfred Lothar Wegener** (1880-1930) în anul 1912. Confirmarea teoriei lui Wegener a survenit abia după o jumătate de secol, la începutul anilor ´60, odată cu descoperirile geologilor americani **Harry H. Hess** (1906-1969) şi **Robert S. Dietz** (1914-1995), legate de expansiunea fundului oceanic în lungul dorsalelor medio-oceanice (1962) şi ulterior, a descoperirilor realizate de geofizicienii britanici **Drummond H. Matthews** (1931-1997) şi **Frederick J. Vine** (n. 1939) referitoare la înregistrarea modificărilor paleomagnetismului terestru în planşeul bazaltic al crustei oceanice. Formulată în ansamblu în anii `60 de către geologul canadian **John Tuzo Wilson** (1908-1993), *Teoria tectonicii globale* constituie un model complex de evoluţie structurală a Pământului, care reuneşte într-o formă coerentă şi logică o serie de fenomene şi procese geologice importante, precum: subducţia, *spreading*-ul medio-oceanic, orogeneza, acreția *etc.* Veridicitatea teoriei a fost demonstrată de programele internaţionale de cercetare submarină, demarate începând cu anii ´70: ***JOIDES** - Joint Oceanographic Institutions Deep Earth Sampling* (engl. Program de cercetare al institutelor de oceanografie asociate pentru probare la mare adâncime); ***DSDP** - Deep Sea Drilling Project* (engl. Proiect de foraj submarin la mare adâncime); ***IPOD** - International Phase of Ocean Drilling* (engl. Proiect în fază internaţională de foraj oceanic), ***FAMOUS** - French American Mid-Ocean Undersea Study* (engl. Studiul franco-american al dorsalei medio-atlantice) *etc.*, favorizate de accesarea unor tehnologii de foraj submarin din ce în ce mai performante, asociate cu interpretarea computerizată a datelor.

Actualmente, geologia progresează cu paşi uriaşi, în ritmul avansării tehnicilor sofisticate experimentale şi de analiză, însă, fundamental în cercetarea geologică rămâne studiul de teren, cu ciocanul şi busola...

***

GEOLOGIA reuneşte mai multe domenii de cercetare, deservite de discipline proprii, interconectate într-o mare măsură, alcătuind, însă, un ansamblu unitar:

■ Domeniul compoziţiei şi caracteristicilor chimice ale Pământului cuprinde studiul de detaliu al mineralelor şi rocilor → MINERALOGIE, CRISTALOGRAFIE, PETROLOGIE şi în mod particular, studiul distribuţiei şi migraţiei elementelor chimice, atât la nivelul mineralelor şi rocilor, cât şi la scara globului → GEOCHIMIE.

■ Domeniul constituţiei structurale, al caracteristicilor generale şi al proprietăţilor Pământului şi ansamblurilor sale interioare şi exterioare → GEOLOGIE STRUCTURALĂ, GEODINAMICĂ, TECTONICĂ, GEOFIZICĂ, GEODEZIE, iar ca discipline asociate: VULCANOLOGIE, OCEANOGRAFIE, SEISMOLOGIE *etc.*

■ Domeniul vârstei şi istoriei geologice a Pământului cuprinde studiul formării, evoluţiei, datării şi corelării secvenţelor care constituie aranjamentul geologic → PALEONTOLOGIE (cu ramurile PALEOZOOLOGIE şi PALEOBOTANICĂ), MICROPALEONTOLOGIE şi PALINOLOGIE, STRATIGRAFIE, SEDIMENTOLOGIE; studiul tuturor celorlalte aspecte particulare (morfologice, climatice *etc.*) reprezentative pentru o etapă geologică → PALEOGEOGRAFIE.

■ Domeniul studiului corpurilor cereşti din Sistemul Solar şi de dincolo de acesta → ASTROGEOLOGIE, COSMOCHIMIE *etc.*

■ Domeniul aplicaţiilor practice este deservit în esenţă de toate tipurile de studii şi tehnici utilizate în toate celelalte domenii, care prezintă finalitate legată de activităţile economice: prospecţiunea şi explorarea pentru resurse minerale şi energetice; cunoaşterea caracteristicilor fizico-mecanice şi chimice ale părţii superficiale a Pământului (roci şi soluri) în vederea implantării structurilor de abitaţie şi industriale, precum şi a utilizării în agricultură; previziunea şi controlul factorilor de risc vulcanic şi seismic; realizarea de studii ambientale cu caracter special *etc.* → HIDROGEOLOGIE, GEOTEHNICĂ, GEOLOGIE INGINEREASCĂ, GEOLOGIE ENVIRONMENTALĂ *etc.*

Aceste mari domenii de cercetare geologică evidenţiază ca prime obiective ale ştiinţelor geologice:

- cunoaşterea profundă a lumii minerale, de la apariţia primelor elemente chimice, la formarea şi caracteristicile mineralelor şi rocilor şi până la descifrarea organizării cristaline intime a acestora, în vederea utilizării lor în cele mai sofisticate procese tehnologice;
- cunoaşterea evoluţiei lumii biologice;
- datarea (relativă şi absolută) a evenimentelor importante din istoria geologică a Pământului şi determinarea vârstei materialelor geologice (minerale, roci, fosile, artefacte *etc.*);
- stabilirea vârstei şi a modului de formare a Pământului;
- cunoaşterea structurii şi a geodinamicii interne;
- cunoaşterea Universului, a elementelor Sistemului Solar şi a formării şi evoluţiei acestora.

***

GEOLOGIA utilizează în domeniile sale şi prin intermediul disciplinelor sale specifice, numeroase metode de lucru, care în general pot fi grupate în trei categorii: observaţii în teren, metode conceptuale şi metode de cercetare specifică.

I. Observaţiile directe, în teren, sunt realizate în aflorimente naturale, sau în cariere şi lucrări miniere, precum şi pe probe extrase din foraje - numite *carote* (origine: fr. *carottes*; engl. *cores*). Aceste observaţii au un caracter descriptiv şi în general necesită un echipament simplu: ciocan, busolă geologică, lupă, hărţi geologice şi topografice *etc.* Indiferent de natura aflorimentului studiat, obiectul cercetării îl constituie *roca vie*, care cel mai frecvent este acoperită cu o pătură de alterare, ce trebuie îndepărtată cu atenţie. Observaţiile realizate în zone greu accesibile, cum sunt zonele cu vulcanism activ, peşterile adânci, fundul oceanic *etc.* sunt în mod evident realizate cu echipamente speciale, din ce în ce mai performante în prezent.

II. Metodele conceptuale ale cercetării geologice se bazează pe cunoştinţele acumulate prin experienţă, din ansamblul cărora au fost extrase câteva principii metodologice generale:

• Principiul cauzalităţii - reprezintă un concept în esenţă filosofic, care presupune că orice fapt (fenomen, proces) are o cauză şi, aceleaşi cauze, în aceleaşi condiţii, produc efecte similare; prin extrapolare la timpurile geologice străvechi, din acest principiu au

fost extrase alte două principii utilizate în geologie: cel al *actualismului* şi cel al *cauzelor vechi*;

• Principiul actualismului - cunoscut şi ca principiul uniformitarismului, introdus de către savantul rus Mihail Vassilievitch Lomonossov în 1757 şi reafirmat de către James Hutton în 1795 şi de către Charles Lyell în 1829 - postulează că fenomenele geologice vechi au avut aceleaşi cauze ca şi cele actuale, cu alte cuvinte: se admite că fenomenele şi procesele actuale au cauze care au acţionat în acelaşi mod şi în trecut, determinând efecte similare; totuşi, spre deosebire de principiul uniformitarismului, actualismul consideră că factorii naturali modelatori înşişi au evoluat în cursul timpului; acest principiu se află la baza oricăror reconstituiri paleogeografice;

• Principiul cauzelor vechi - introdus de către savantul francez Lucien Cayeux în 1941 - afirmă că în afara cauzelor similare celor actuale, trebuie considerate de asemenea şi fenomenele vechi, care nu se mai produc astăzi;

• Principiul evoluţionismului - promovat de către omul de ştiinţă englez Charles Robert Darwin în 1859 - afirmă că transformarea graduală a lumii vii se derulează progresiv şi fără discontinuităţi majore.

III. Metodele practice specifice cercetării geologice sunt numeroase şi uneori extrem de laborioase, de aceea aici vor fi prezentate selectiv doar câteva metode, considerate mai importante.

1. Metodele stratigrafice - utilizează studiul stratelor sedimentare din crusta terestră şi ordinea succesiunii lor, în scopul stabilirii unei cronologii relative. Fundamentarea studiului stratigrafic s-a realizat având în vedere o serie de principii, dintre care menţionăm:

• Principiul superpoziţiei - afirmă că un strat sedimentar este mai recent decât cel pe care acesta îl acoperă, altfel spus: într-un aranjament orizontal nemodificat, stratele aflate în poziţie inferioară sunt mai vechi, iar cele superioare sunt mai noi; acest principiu, uşor de aplicat în bazine sedimentare nederanjate, nu mai este valabil în regiunile în care fenomenele tectonice au modificat considerabil alura primordială a depozitelor;

• Principiul sincronismului - precizează faptul că două straturi sedimentare diferite din punct de vedere litologic şi lipsite de fosile, dar cuprinse între strate identice, sunt sincrone;

• Principiul continuităţii - postulează că un strat sedimentar limitat de un culcuş şi de un acoperiş şi definit de un anumit facies, are

aceeaşi vârstă în toate punctele sale; cu alte cuvinte: în timpul acumulării unui strat, aceleaşi fenomene sedimentare s-au produs în acelaşi timp, în numeroase puncte ale mediului de sedimentare.

2. Metodele paleontologice - consistă în studiul resturilor fosilizate de faună şi vegetaţie, considerând liniile lor evolutive independente, dar în special asociaţiile fosile, în vederea datării şi corelării succesiunilor sedimentare, precum şi a reconstituirii condiţiilor de paleomediu. Pentru fosilele de dimensiuni reduse au fost elaborate metode specifice de studiu: micropaleontologia (pentru resturi de faună) şi palinologia (pentru resturi vegetale - spori şi polen). În vederea stablirii cronologiilor relative pe baza studiului fosilelor, se utilizează o serie de principii:

• Principiul identităţii paleontologice - afirmă că straturile conţinând aceleaşi fosile au aceeaşi vârstă;

• Principiul evolutiv - presupune că un strat care conţine fosile mai evoluate este mai recent decât un strat care conţine fosile mai primitive.

3. Metodele litofaciale - constau în studiul faciesurilor litologice, ale căror caracteristici petrografice, mineralogice şi structurale reflectă condiţiile paleogeografice ale formării acestora. Recunoaşterea schimbărilor de facies, precum şi identificarea domeniilor de sedimentare (marin, lagunar, lacustru, continental) reprezintă paşi importanţi în descifrarea mecanismelor geologice.

4. Metoda indicatorilor paleogeografici şi paleoclimatici - se bazează pe utilizarea informaţiilor cunoscute asupra unei etape geologice, în vederea reconstituirii condiţiilor de paleomediu. Aceşti indicatori sunt de mai multe tipuri:

■ indicatori mineralogici şi petrografici:

- evaporitele (= roci sedimentare saline) → indică prezenţa unui mediu de formare salin, suprasaturat, situat într-o regiune aridă;
- lateritele (= depozite reziduale) → indică un mediu caracterizat de un climat cald şi umed;
- cărbunii → indică un mediu cu climat umed, favorabil dezvoltării vegetaţiei arborescente, în zone caracterizate de subsidenţă;
- recifii coraligeni fosili → demonstrează prezenţa trecută a unui mediu marin puţin profund, situat în zone tropicale;
- tilitele (= depozite glaciare consolidate) → constituie dovada activităţii glaciare vechi, precuaternare;
- morenele (= depozite glaciare mobile) → indică o activitate glaciară recentă, cuaternară;

▪ loessul → este un indicator al condiţiilor periglaciare dezvoltate în timpul episoadelor glaciare cuaternare;
■ indicatori morfologici:
▪ reliefurile glaciare şi periglaciare indică activitatea trecută a gheţarilor;
▪ terasele marine şi fluviale indică scăderea nivelului apelor, aflată în legătură cu eustatismul general;
■ indicatori biotici:
▪ distribuţia asociaţiilor de vegetaţie şi de faună fosilă indică repartiţia zonelor climatice terestre;
▪ particularităţile fiziologice ale unor taxoni de faună indică modificări intervenite în condiţiile de paleomediu - de exemplu, forma şi culoarea indivizilor, rata de creştere a scheletului intern sau extern.
5. Metodele geofizice - constau în investigarea prin metode fizice a Pământului şi a proceselor care îl afectează, atât în ansamblul său, cât şi la scară locală. Prin urmare, geofizica prezintă o secţiune de cercetare fundamentală, al cărei obiect de studiu îl constituie Pământul, considerat ca planetă, precum şi sistemele sale interioare şi exterioare - *geofizică generală* (sau *fizica globului*); în strânsă legătură cu aceasta s-a dezvoltat şi o a doua secţiune - numită *geofizică aplicată* (sau *prospecţiune geofizică*), care constă în utilizarea în scop economic a investigaţiilor de natură geofizică a substratului geologic. Principiile fundamentale ale metodelor de investigare geofizică au la bază două aspecte importante:
- utilizarea câmpurilor fizice terestre naturale (gravimetric, magnetic, geotermic, radioactiv *etc.*) sau provocate artificial (seismic, electric *etc.*);
- raportarea măsurilor acestor câmpuri fizice la structurile geologice din substrat.

Deoarece distribuţia profundă a materiei terestre prezintă o mare eterogenitate, variaţia în diferite puncte a unei proprietăţi fizice (de exemplu: densitatea, susceptibilitatea magnetică, rezistivitatea electrică sau termică *etc.*) determină modificarea câmpurilor fizice respective, măsurabile la suprafaţa terestră. În cele mai multe cazuri, această variaţie depinde de volumul şi forma corpului perturbator, adâncimea sa, distanţa faţă de observator *etc.* În geofizică, se consideră că diferenţa dintre ceea ce virtual este „normal" şi ceea ce corespunde realităţilor geologice, constituie o *anomalie geofizică*. Mai exact: anomalia geofizică este o deviaţie a valorii unui parametru fizic măsurat într-un anumit punct al unui mediu

eterogen, în raport cu valoarea respectivă care ar fi măsurată în acelaşi punct, dar într-un mediu omogen. În funcţie de extinderea fenomenului, se utilizează termenii: *anomalie planetară, anomalie continentală, anomalie regională, anomalie locală* şi *microanomalie*. Principalele domenii de studiu ale geofizicii sunt: gravimetria, magnetometria, electrometria, seismometria *etc.*

■ Gravimetria - ca parte de cercetare fundamentală a geofizicii - se ocupă cu investigarea câmpului gravimetric la scară planetară, în scopul determinării formei şi variaţiilor parametrilor geoidului terestru, precum şi a structurii sale interne şi în special a structurii de detaliu şi a echilibrului crustei terestre. ▪ Prospecţiunea gravimetrică - ca metodă de lucru a *geofizicii aplicate* - are ca scop evidenţierea variaţiilor gravimetrice care pot avea diverse origini: structuri tectonice (cute, falii, flexuri *etc.*), contacte geologice între diferite tipuri de roci, variaţii laterale de facies, prezenţa mineralelor utile în concentraţii importante (de exemplu, prezenţa sării geme în terenuri sedimentare sau a mineralelor metalifere în terenuri magmatice sau cristaline *etc.*). Metoda se bazează pe contrastele de densitate, exprimate prin excesul sau deficitul de masă indus în substrat de prezenţa unei eterogenităţi, rezultând astfel anomalii gravimetrice pozitive şi negative.

■ Magnetometria - ca parte fundamentală a geofizicii - are ca obiect de studiu câmpul magnetic al Pământului, cu modificările sale continui, caracterizate de periodicităţi cuprinse între câteva milisecunde (variaţii diurne şi furtuni magnetice) şi zeci de mii sau milioane de ani (inversiuni ale polarităţii magnetice). Aceste modificări, ale căror cauze nu sunt încă pe deplin cunoscute, se aplică declinaţiei, înclinaţiei şi intensităţii câmpului magnetic terestru. ▪ Prospecţiunea magnetometrică - ca metodă a *geofizicii aplicate* - are ca scop punerea în evidenţă a variaţiilor proprietăţilor magnetice ale rocilor şi formaţiunilor geologice, precum şi ale mineralelor utile. Metoda se bazează pe contrastul de susceptibilitate magnetică, care are valori cu atât mai ridicate cu cât rocile au un caracter mai bazic, adică prezintă un procent mai ridicat de minerale feromagneziene (olivine, piroxeni, amfiboli *etc.*), cu proprietăţi feromagnetice puternice. O aplicaţie particulară a magnetometriei o constituie *paleomagnetismul*.

■ Seismometria, împreună cu ramura sa aplicativă, ▪ prospecţiunea seismică, se ocupă de studiul propagării undelor seismice în interiorul globului terestru. Pornind din locul de origine (hipocentrul),

undele seismice induse artificial (prin intermediul detonatoarelor, vibratoarelor *etc.*) se propagă din aproape în aproape, suportând variaţii de viteză şi schimbări de direcţie prin reflexie şi refracţie, în funcţie de elasticitatea şi densitatea mediilor traversate; aceste unde sunt cu atât mai rapide, cu cât traversează medii mai rigide. În general, viteza undelor creşte progresiv în adâncime, însă, la limita dintre două medii cu proprietăţi fizice diferite, s-au înregistrat salturi bruşte care demonstrează existenţa unor suprafeţe de discontinuitate. În evoluţia unui fenomen seismic natural sau experimental, propagat de-a lungul Pământului, coexistă două tipuri de vibraţii ale particulelor atinse de două tipuri diferite de trenuri de unde. Acestea din urmă sunt:

- *unde longitudinale* (sau *primae* - notate cu *P*) - se propagă atât prin medii solide rigide, cât şi în medii fluide;
- *unde transversale* (sau *secundae* - notate cu *S*) - se propagă doar în medii solide rigide.

Seismometria este domeniul geofizicii care a furnizat cele mai importante date referitoare la structura internă a Pământului, pe baza cărora au fost puse în evidenţă geosferele profunde terestre: nucleul, mantaua şi crusta, precum şi constituţia mai mult sau mai puţin detaliată a acestora. Prospecţiunea seismică se bazează pe existenţa contrastelor litologice ale pachetelor de roci şi pe caracterul tranşant al limitelor acestora. În acest sens, suprafeţele de reflexie sau refracţie a undelor seismice se află în legătură cu limitele induse de cute, falii, încălecări, pânze de şariaj *etc.*

CAPITOLUL I

UNIVERSUL ȘI SISTEMUL SOLAR

Aspecte istorice, noţiuni de fizică, chimie și cosmochimie

Pământul este o planetă caldă și activă, chiar dacă la scară umană - dimensională şi temporală - este în mod obişnuit considerat ca fiind o alcătuire stabilă, cu structuri imuabil fixate în eternitate. De fapt, dacă Pământul ar fi complet static şi inactiv, ar fi fizic imposibil de obţinut informaţii asupra organizării şi proprietăţilor sale interne. În realitate, datorită dinamicii sale interne, manifestată prin intermediul fluxurilor mantelice, vulcanismului continental şi oceanic, activității seismice şi, la scară mai mare, a deplasărilor tectonice litosferice, a putut fi descifrată structura internă a Pământului, precum și modul său de formare și caracteristicile sale deosebite.

Prin urmare, pentru înțelegerea mecanismelor care stau la baza acestor fenomene geologice, dintre care unele se pare că sunt specifice doar planetei noastre, este necesară o bună cunoaștere a structurii interne a Pământului, precum și a aspectelor legate de tectonica globală, care au ca și consecință esențială "reciclarea" geologică a materialelor terestre, ca într-o imensă uzină geochimică. În acest sens, este de prim interes descifrarea modului în care s-a format planeta noastră, fiind astfel oportună o incursiune în trecutul îndepărtat al istoriei geologice a Pământului, în etapele formării Sistemului Solar și chiar mai devreme, în momentele de început ale existenței Universului.

Privită atât din perspectivă filosofică, cât și practică, problema originii Universului este la fel de veche ca și omenirea însăși și a marcat gândirea umană începând cu prima privire aruncată scrutător către bolta cerească... Într-adevăr, studiul corpurilor cerești - planete, stele, meteoriți - este cel care a furnizat progresiv datele care au condus la conturarea teoriilor viabile în acest sens. În cursul secolului XX și în special în a doua sa jumătate, rafinarea conceptelor științifice și perfecționarea tehnicilor de cercetare în geoștiințe și-au aflat un paralelism constructiv în dezvoltarea fără precedent a explorării spațiului cosmic, prin intermediul astronomiei, astrofizicii, cosmochimiei *etc.*, astfel încât, aceste comunități

științifice s-au apropiat foarte mult. Prin urmare, oamenii de știință din domeniul geologiei au constatat că un studiu aprofundat al formării și evoluției terestre nu s-ar putea realiza decât considerând situarea Pământului în contextul Sistemului Solar și al Universului - iar proiecția fenomenelor cosmice asupra formării și abundenței elementelor chimice, asupra crizelor și extincțiilor biologice, influența fluctuațiilor parametrilor orbitali asupra climatului, asupra proceselor sedimentare și implicit asupra ciclurilor geologice de amploare diversă, nu sunt decât câteva exemple în acest sens.

Universul (origine: lat. *universum*; engl. *Universe*), sau mai exact, pentru început, Sistemul Solar a constituit obiectul de studiu al filosofilor antici, dintre care, **Ptolemeu** (cca. 100-170 A.D.) (Fig.I. 1.A) a statuat modelul geocentric (Fig.I.1.B), realizat pe baza conceptelor cosmologice dezvoltate secole de-a rândul în cadrul școlii filosofice grecești și la care și-au adus contribuții importante și predecesorii săi, **Platon** (cca. 428-347 î.Chr.) și **Aristotel** (384-322 î.Chr.).

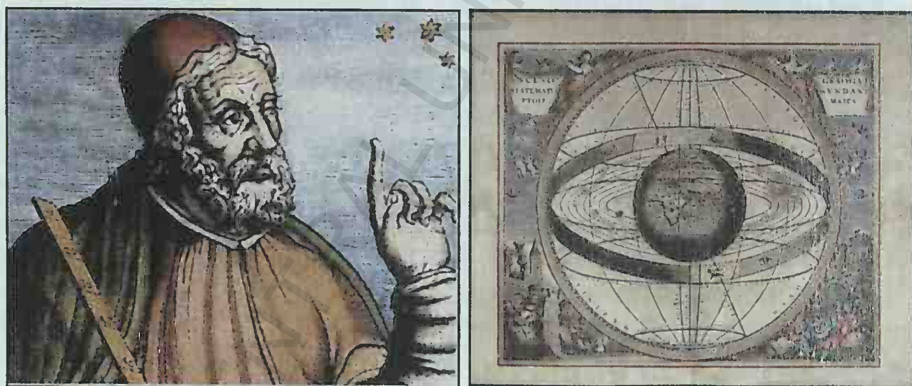


Fig.I.1. (**A**) *Claudius Ptolemeus* (cca. 100-170 A.D.) - filosof, matematician și astronom grec; (**B**) *Sistemul geocentric* ptolemeic (www.google.com).

Deși modelul heliocentric, susținut de **Aristarchos din Samos** (cca. 310-230 î.Chr.) cu trei secole mai devreme era cunoscut în epocă, "*Sistemul ptolemeic*" geocentric, prezentat în cele treisprezece cărți ale tratatului de astronomie și matematică numit *"Almagestum"* sau *"Syntaxis Mathematica"* (gr. "Logică matematică") a rămas o autoritate în domeniu timp de peste 1.400 de ani, până în timpul Renașterii.

Matematicianul și astronomul polonez **Nicolaus Copernicus** (1473-1543) (Fig.I.2.A) este cel care a realizat un model heliocentric

avansat (Fig.I.2.B), bazat pe observații și calcule astronomice precise, în lucrarea sa *"De Revolutionibus Orbium Coelestium"* (lat. "Despre mișcările de revoluție ale corpurilor cerești"), marcând astfel cu o contribuție majoră începutul revoluției științifice specifice Renașterii europene.



Fig.I.2. (**A**) ***Nicolaus Copernicus*** (1473-1543) - matematician și astronom polonez; (**B**) *Sistemul heliocentric* copernician (www.google.com).

"Sistemul copernician" a fost îmbunătățit ulterior de către **Johannes Kepler** (1571-1630) - matematician, astronom și naturalist german (Fig.I.3.A), care a avut acces la observațiile astronomice și documentarea acumulată de mentorul său, astronomul danez **Tycho Brahe** (1546-1601) (Fig.I.3.B) - cel care a observat în 1572 o implozie stelară de tip supernova în constelația *Cassiopeia*. Catalogată astăzi ca *SN 1572* și cunoscută și ca *Supernova Tycho Brahe* sau *B Cassiopeiae* (Fig.I.4.A), asupra acesteia Brahe a publicat lucrarea *"De nova stella"* (lat. "Despre noua stea"), consacrând denumirea de "*nova*" pentru stelele nou apărute, de la care a derivat ulterior, în secolul XX, termenul "*supernova*". În anul 1604, Kepler a observat o altă supernovă, care astăzi îi poartă numele: *Supernova Kepler*, sau *SN 1604* (Fig.I.4.B), apărută în constelația *Ophiuchus* și care este ultima supernovă observată în galaxia noastră (*Calea Lactee*) până în prezent.

Celelalte supernove observate mai recent, precum *SN 1885 A* și *SN 1987 A*, sunt situate în afara galaxiei noastre, și anume, în galaxia *Andromeda* și respectiv, în nebuloasa *Tarantula* din galaxia *Marele Nor al lui Magellan*.



Fig.I.3. (**A**) ***Johannes Kepler*** (1571-1630) - matematician și astronom german; (**B**) ***Tycho Brahe*** (1546-1601) - astronom danez (www.google.com).

Formulând cele trei legi ale mișcării planetelor, Kepler a introdus ideea orbitelor eliptice, a explicat variația vitezelor planetare și a calculat orbita planetei *Marte*, punând bazele astronomiei moderne și contribuind la dezvoltarea conceptelor mecanice ale fizicii.



Fig.I.4. (**A**) Supernova ***Tycho Brahe*** (*SN 1572*); (**B**) Supernova ***Johannes Kepler*** (*SN 1604*) (www.nasa.gov).

Contemporan cu Kepler, **Galileo Galilei** (1564-1642) (Fig.I.5. A), astronom, fizician și matematician italian, cunoscut și ca "părintele științei", a întreprins observații astronomice importante cu ajutorul telescopului realizat și îmbunătățit de el însuși, pe baza unui proiect olandez anterior, confirmând fazele planetei *Venus* și descoperind primii patru dintre cei 67 sateliți naturali ai planetei *Jupiter*,

denumiți ulterior în onoarea sa "sateliți galileeni": *Io, Europa, Ganymede* și *Callisto* (Fig.I.5.B). Aceste descoperiri ale sale, realizate pentru prima dată cu ajutorul unui telescop optic, au fost publicate în 1610 în tratatul "*Sidereus nuncius*" (lat. "Mesagerul sideral"), care mai cuprindea și observații astronomice asupra *Lunii* și asupra a sute de stele din *Calea Lactee* sau din afara ei, care nu putuseră fi detectate până atunci cu ochiul liber.



Fig.I.5. (A) *Galileo Galilei* (1564 -1642) - astronom, fizician și matematician italian; (B) Sateliții galileeni ai lui *Jupiter* (***Io, Europa, Ganymede*** și ***Callisto*** - comparație cu Pământul, Mercur și Luna (www.google.com).

Utilizând "*Sistemul keplerian*", **Sir Isac Newton** (1642-1727), matematician și fizician englez (Fig.I.6.A), a introdus în lucrarea sa *"Philosophiae Naturalis Principia Mathematica"* (lat. "Principii matematice ale filosofiei naturale", 1687) (Fig.I.6.B), conceptul gravitației universale, postulând de asemenea, că legile mecanicii clasice, al cărei fondator este, se aplică și mișcării corpurilor cerești din Sistemul Solar (în onoarea sa a fost denumită unitatea S.I. pentru forță - newtonul - N, definit ca forța necesară pentru a imprima o accelerație de 1 m/s^2 unui corp cu masa de 1 kg).

Jumătate de secol mai târziu, **David Hume** (1711-1776), filosof și empirist scoțian, exponent de seamă al iluminismului european, în lucrarea sa "*A Treatise of Human Nature*" (engl. "Tratat asupra naturii umane"), a criticat dogmatismul religios și a abordat de pe poziții sceptice subiecte filosofice precum cauzalitatea, probabilitatea și raționamentul inductiv. În partea a doua a primului volum, numită "*Of the Ideas of Space and Time*" (engl. "Asupra ideilor despre spațiu și timp"), Hume a avansat ideea prezentării ipotezelor științifice în urma experimentului fizic și a evidenței obținute și nu doar pe baza raționamentului pur și de asemenea, a enunțat faptul

că timpul nu există în mod separat, în afara mișcării obiectelor - introducând în acest mod ipoteze de lucru noi, moderne, care vor influența evoluția științelor exacte pe parcursul secolului său și a celui următor.

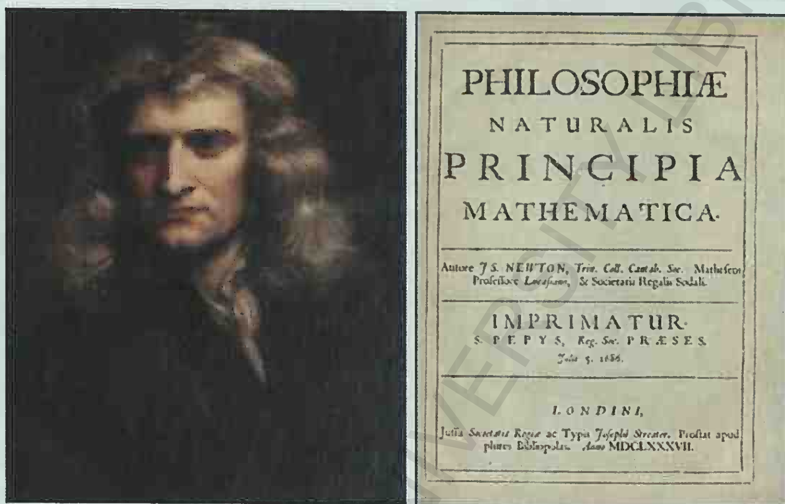


Fig.I.6. (A) *Sir Isac Newton* (1642-1747) - matematician și fizician englez; (B) Lucrarea "*Philosophiae Naturalis Principia Mathematica*" (lat. "Principii matematice ale filosofiei naturale") (1687) (www.google.com).

Astfel, în secolele XVIII-XIX, se înregistrează cuceriri științifice importante, care cristalizează esența progresului realizat în domeniul cunoașterii materiei și a Universului, între care menționăm: calculul orbitei și stabilirea periodicității de recurență a cometei Halley, în 1705, de către **Edmond Halley** (1656-1742) - astronom, matematician și fizician englez; descoperirea planetei *Uranus* în 1781, iar în 1787 a sateliților săi *Titania* și *Oberon*, precum și a sateliților lui *Saturn* - *Enceladus* și *Mimas* în 1789, de către astronomul britanic **William Herschel** (1738-1822); măsurarea constantei gravitaționale cu ajutorul balanței de torsiune și determinarea densității și implicit a masei Pământului, în 1798, de către omul de știință britanic **Henry Cavendish** (1731-1810); descoperirea *forței Coriolis* și a efectului care îi poartă numele, de către matematicianul și inginerul francez **Gaspard-Gustave de Coriolis** (1792-1843); descoperirea *efectului Doppler*, în 1842, de către matematicianul și fizicianul austriac **Christian Doppler** (1803-1853); observarea planetei *Neptun*, în 1846, de către astronomul german **Johann Galle** (1812-1910), pe baza calculelor matematice orbitale realizate de

către matematicianul francez **Urbain Le Verrier** (1811-1877); stabilirea legii conservării energiei, în 1847, de către fizicianul german **Hermann von Helmholtz** (1821-1894); demonstrarea efectului rotației Pământului în jurul axei sale cu ajutorul pendulului care îi poartă numele, de către fizicianul francez **Léon Foucault** (1819-1868), în 1851; formularea teoriei clasice a radiațiilor electromagnetice de către fizicianul scoțian **James Clerk Maxwell** (1831-1879) și punerea în evidență în mod experimental a undelor electromagnetice de către fizicianul german **Heinrich Hertz** (1857-1894) (în onoarea sa a fost denumită unitatea S.I. pentru frecvență - hertzul - Hz, definit ca ciclu / secundă).

În a doua jumătate a secolului XIX, fizica bazată pe conceptele mecanicii clasice newtoniene avea deja o platformă solidă, capabilă să susțină formularea și dezvoltarea teoriilor de bază în domeniul termodinamicii, cineticii, conservării energiei *etc.*, pregătind terenul pentru un salt științific fără precedent, care avea să conducă la conturarea fizicii moderne. Astfel, în categoria realizărilor științifice excepționale care marchează pragul erei moderne în fizică și chimie, sunt considerate următoarele: experimentele realizate în domeniul radiațiilor electromagnetice de către fizicianul și inginerul german **Wilhelm Conrad Röntgen** (1845-1923)(Premiul Nobel pentru Fizică, în anul 1901), care au condus la descoperirea în 1895 a radiațiilor *X*, denumite și radiații Röntgen (în onoarea sa a fost denumit în 1994 elementul chimic cu numărul atomic 111 - *röntgenium* - Rg - element radioactiv creat în laborator și inexistent în natură); descoperirea radioactivității în 1896, de către fizicianul francez **Henry Becquerel** (1852-1908) (în onoarea sa a fost denumită unitatea S.I. pentru radioactivitate - becquerelul - Bq, definit ca numărul de nuclee radioactive dezintegrate / secundă); în domeniul radioactivității au excelat și fizicienii francezi **Marie Skłodowska Curie** (1867-1934) și **Pierre Curie** (1859-1906) (Fig.I.7) (Premiul Nobel pentru Fizică, în anul 1903; Premiul Nobel pentru Chimie, în anul 1911 atribuit Mariei Skłodowska Curie, pentru descoperirea elementelor chimice radioactive poloniu Po și radiu Ra; denumirea în onoarea soților Curie a elementului chimic cu numărul atomic 96 - *curium* - Cm - element transuranic radioactiv).

Ernest Rutherford (1871-1937), fizician britanico-neozeelandez (Premiul Nobel pentru Chimie, în anul 1908), cunoscut și ca

"părintele" fizicii nucleare, a aprofundat studiile din domeniul radioactivității, demonstrând că dezintegrarea radioactivă implică transmutația radioactivă a unui element chimic în altul, identificând astfel radiațiile de tip α (alpha) și β (beta) și conceptul de *timp de înjumătățire* a nuclizilor radioactivi (în onoarea sa, elementul chimic cu numărul atomic 104 a fost denumit în anul 1997 *rutherfordium* - Rf - element sintetic radioactiv).

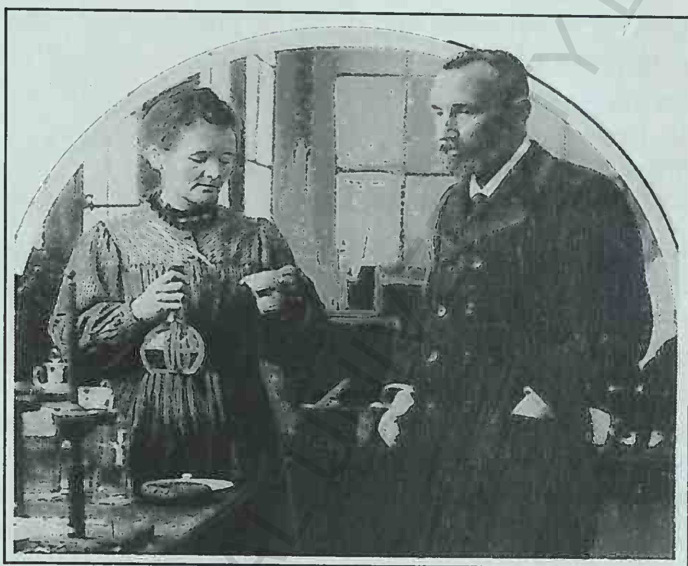


Fig.I.7. *Marie Skłodowska Curie* (1867-1934) și *Pierre Curie* (1859-1906), fizicieni francezi.

Rutherford a lucrat împreună cu **Sir Joseph John Thomson** (1856-1940) (Premiul Nobel pentru Fizică, în anul 1906), cunoscut pentru descoperirea particulelor subatomice (electronul) și conductivitatea electrică în gaze și, de asemenea, a lucrat împreună cu chimistul englez **Frederick Soddy** (1877-1956) (Premiul Nobel pentru Chimie, în anul 1921), care a pus în evidență izotopii radioactivi ai unor elemente chimice.

La începutul secolului XX, fizicienii germani **Max Planck** (1858-1947) (Premiul Nobel pentru Fizică, în anul 1918) și **Albert Einstein** (1879-1955) (Fig.I.8.A) (Premiul Nobel pentru Fizică, în anul 1921), alături de fizicianul danez **Niels Bohr** (1885-1962) (Premiul Nobel pentru Fizică, în anul 1922) și alți oameni de știință au contribuit la dezvoltarea teoriei cuantice, prin introducerea conceptului de *niveluri discrete de energie* ("cuante de energie"), pentru a explica

anomaliile apărute în unele experimente fizice, incompatibile cu legile mecanicii clasice - facilitând astfel cunoașterea proceselor atomice și subatomice.



Fig.I.8. (**A**) *Albert Einstein* (1879-1955) - fizician german; (**B**) Distorsiunea *continuum*-ului ***spațiu-timp*** și devierea luminii cauzate de gravitația unui corp ceresc (Soarele) cu masă-energie foarte ridicată (www.nasa.gov).

De menționat în mod special este faptul că **Albert Einstein** și-a adus un aport decisiv la dezvoltarea fizicii moderne, modificând în mod irevocabil viziunea noastră asupra spațiului, timpului, masei și energiei. Publicarea lucrărilor sale de referință, începând din anul 1905 (supranumit de biografii săi *annus mirabilis, i.e.* anul miracolelor) asupra efectului fotoelectric, mișcării browniene și teoriei relativității restrânse și ulterior, a teoriei relativității generale (1915), precum și a altor peste 300 de lucrări științifice, l-a consacrat pe Einstein ca fiind un genial teoretician al secolului XX.

***Teoria relativității restrânse* (1905)**, formulată în lucrarea "*Zur Elektrodynamik bewegter Körper*" (germ. "Despre electrodinamica corpurilor în mișcare") și dezvoltată pornind de la principiul de bază al relativității enunțat de către Galileo Galilei în anul 1632, aplică relativitatea doar sistemelor de referință inerțiale, introducând concepte revoluționare precum: *continuum*-ul spațiu-timp; invariabilitatea vitezei luminii în vid (c = 300.000 km/s) față de starea de mișcare relativă a observatorilor inerțiali; echivalența masei și energiei, exprimată prin formula generală $E = mc^2$.

***Teoria relativității generale* (1915)** reprezintă o generalizare a relativității restrânse, unificată cu legea atracției universale din mecanica newtoniană, descriind însă gravitația ca o proprietate geometrică a *continuum*-ului spațiu-timp. În acest sens, distorsionarea (curbarea) spațiu-timpului se află în relație directă cu gravitația generată de masa-energia și impulsul material al obiectului, făcând referință în mod special la masa și energia corpurilor cerești cu dimensiuni extraordinar de mari, precum planetele și stelele, a căror gravitație uriașă poate deforma inclusiv traiectoria luminii (Fig.I.8.B).

Relativitatea, alături de mecanica cuantică - fundamentată pe baza teoriei cuantice de către fizicianul german **Werner Heisenberg** (1901-1976) (Premiul Nobel pentru Fizică, în anul 1932) și fizicianul austriac **Erwin Schrödinger** (1887-1961) (Premiul Nobel pentru Fizică, în anul 1933) - sunt cele două domenii

teoretice esențiale ale fizicii moderne, care constituie bazele conceptuale ale înțelegerii dinamicii planetare, a proceselor cosmice și a formării și evoluției Universului.

Unul dintre pașii importanți realizați în descifrarea componenței Universului a fost descoperirea în anul 1924, de către astronomul american **Edwin Hubble** (1889-1953) (Fig.I.9.A) a prezenței în spațiul cosmic și a altor galaxii, în afara galaxiei noastre, *Calea Lactee*. Acestea fuseseră considerate până la momentul respectiv ca fiind nebuloase mai mult sau mai puțin îndepărtate de Sistemul nostru Solar și făcând parte toate din *Calea Lactee*, despre care se credea că ar cuprinde tot Universul observabil. La observatorul astronomic Mount Wilson din California (S.U.A.), Hubble a continuat să studieze galaxiile, realizând o primă clasificare morfologică a acestora (Fig.I.9.B), iar pasul următor a fost descoperirea faptului că galaxiile observate au în componență astre prezentând linii spectrale luminoase care se deplasează în mod continuu spre zona roșie a spectrului electromagnetic - așa-numita "deplasare către roșu" (engl. *red shift*).



Fig.I.9. (A) *Edwin Hubble* (1889-1953) - astronom american; (B) Clasificarea Hubble a galaxiilor (diagrama în formă de diapazon) (www.nasa.gov).

Acest fenomen, care se traduce prin faptul că lungimea de undă a acestor linii spectrale crește progresiv, indicând o îndepărtare a sursei (galaxia respectivă) de observator (galaxia noastră), iar reversul constă în diminuarea lungimii de undă, indicând o apropiere a sursei de observator, cu deplasarea liniilor spectrale către zona albastră (engl. *blue shift*), se numește ***Efect Doppler*** (Fig.I.10).
Reamintim că lumina albă este o radiaţie electromagnetică, rezultată din componentele monocromatice ***R***oşu, ***O***ranj, ***G***alben, ***V***erde, ***A***lbastru, ***I***ndigo şi ***V***iolet (***ROGVAIV***). Ansamblul acestora constituie partea vizibilă a spectrului radiaţiei electromagnetice, care ocupă o bandă îngustă, cu lungimi de undă situate între $7x10^{-7}$m (roşu) şi $4x10^{-7}$m (violet) (Fig.I.11).
Regiunea adiacentă extremităţii roşii a spectrului vizibil aparţine domeniului radiaţiilor ***infraroşii*** (*IR*), urmate, în sensul creşterii lungimii de undă, de undele

radar, microunde, unde TV, unde radio *etc.*, iar regiunea adiacentă extremităţii violet aparţine domeniului radiaţiilor ***ultraviolete*** (*UV*), urmate, în sensul descreşterii lungimii de undă, de radiaţiile *X* sau Röntgen şi radiaţiile γ - gamma.

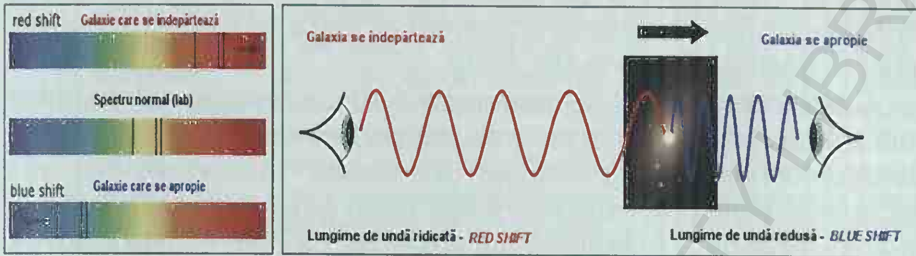


Fig.I.10. *Efectul Doppler* - deplasarea către roșu / albastru a liniilor spectrale (www.mit.edu).

Georges Lemaître (1894-1966), preot, fizician și astronom belgian, este cel care a interpretat aceste descoperiri ale lui Hubble și, utilizând în mod independent ecuațiile formulate de matematicianul rus **Alexander Friedmann** (1888-1925), pe baza celor elaborate anterior de Albert Einstein, a enunțat pentru prima dată în 1927 ipoteza că galaxiile din spațiul cosmic se îndepărtează de noi cu o viteză proporțională cu distanța la care acestea se află (adică, cu cât galaxiile sunt situate la distanțe mai mari de galaxia noastră, cu atât se îndepărtează mai repede) - cunoscută ulterior ca *Legea Hubble* (1929).

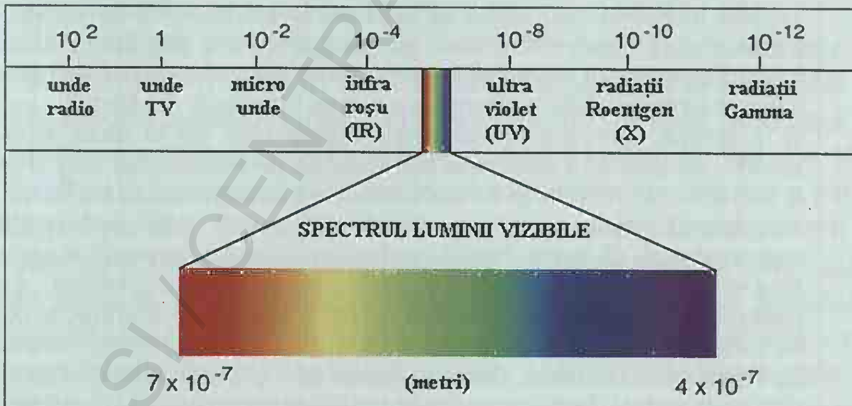


Fig.I.11. ***Spectrul radiaţiei electromagnetice*** (lungimea de undă λ - în metri) (www.mit.edu).

Lemaître a introdus astfel pentru prima dată ideea modernă a unui Univers în expansiune (în opoziție cu ideile epocii sale, care postulau un Univers static). "Derulând înapoi filmul" expansiunii

universale, s-a ajuns la conceptul unui *moment zero*, în care toată materia Universului era superconcentrată într-o zonă cu volum infinitesimal - Lemaître a denumit acest prim model de formare a Universului, ”*Ipoteza atomului primordial*” sau a ”*oului cosmic*”, echivalentă ulterior cu *Teoria Big Bang*.

Combinarea modelelor matematice cu observațiile astronomice realizate cu tehnologii din ce în ce mai performante a condus la conturarea teoriilor asupra formării Universului, între care, cea mai acceptată în prezent este *Teoria Big Bang* (engl. ”marele bum” sau ”marea explozie”). Astrofizicianul american de origine rusă **George Gamow** (1904-1968) este cel care, în 1948, a preluat ideile cosmologice ale lui Friedmann și Lemaître privind soluția non-statică a ecuațiilor gravitaționale ale lui Einstein, descriind astfel un univers în expansiune, care în stadiile incipiente ar fi fost dominat mai mult de radiații și în mai mică măsură de materie. Teoria sa (denumită ulterior popular *Teoria Big Bang*) consideră că toată materia și energia observabilă astăzi au fost inițial condensate într-un punct de dimensiuni subnucleare și temperaturi extrem de ridicate, constituind o *singularitate gravitațională*, iar un eveniment declanșator primordial, cu parametri dificil de estimat la scara experienței noastre, a constituit momentul de început al Universului, care de atunci se află într-o continuă expansiune și răcire.

Trebuie menționat aici faptul că în comunitatea științifică au existat și există și astăzi cercetători care nu acceptă ***Teoria Big Bang*** asupra formării Universului, motivând în primul rând faptul că ea nu explică unele aspecte fundamentale, precum: ce a existat înainte de *Big Bang*?... unde și în special, cum s-a format singularitatea care stă la baza acestei teorii?... ce anume a declanșat succesiunea de evenimente care a dus la formarea Universului și de unde a survenit energia necesară?... ce s-a întâmplat imediat după acest moment?... *etc*... Mai mult, aceștia argumentează că teoria însăși contravine *Primului principiu al termodinamicii* (= legea conservării energiei în sistemele termodinamice), care postulează că materia sau energia nu pot fi create sau distruse, ci doar se transformă dintr-o formă în alta. Promotorii *Teoriei Big Bang*, începând cu Friedmann, Lemaître, Gamow, Alpher *etc*. și continuând cu susținătorii ei de astăzi, între care, **Stephen Hawking** (1942-2018) - fizician britanic, **Roger Penrose** (n. 1931) - matematician britanic și alții, consideră că este vorba despre un model obținut inițial pe cale matematică, aplicând ecuațiile *Relativității generalizate* ale lui Einstein și *Principiul cosmologic* al expansiunii Universului. Acest model nu își propune să explice *crearea* Universului și nici nu atinge problema stării de fapt dinaintea evenimentului primordial declanșator, sau a ceea ce se află dincolo de limitele Universului, dacă acestea există; modelul prezintă

secvențe succesive din *evoluția* Universului, calculate matematic și fizic ca fiind posibile, admițând și faptul că în apropierea singularității, legile fizicii nu mai funcționează în niciun mod. Important este faptul că observații astronomice de necontestat, realizate în ultimele decenii, confirmă aspecte cruciale ale acestei teorii (*a se vedea mai jos*), dovedindu-i viabilitatea, în detrimentul altora. Una dintre teoriile alternative, numită ***Steady State Theory*** (engl. "Teoria stării de regim staționar"), presupune că Universul este o constantă infinită, staționară, fără început și fără sfârșit, având aceleași caracteristici în orice punct din timp și spațiu. Această teorie a avut numeroși susținători în epocă, între care și astronomul britanic **Fred Hoyle** (1915-2001), care, respingând vehement *Teoria Friedmann - Lemaître - Gamow*, a numit-o peiorativ *Big Bang* (engl. "marele bum") în 1949, în cadrul unei emisiuni *BBC*, atribuindu-i astfel o denumire colocvială, care s-a fixat însă în mentalul colectiv și a rămas până astăzi.

Măsurători detaliate ale ratei actuale de expansiune a Universului (aflat astăzi în mod cert în expansiune accelerată), arată că evenimentul originar *Big Bang* ar fi avut loc cu **13,7 G.a.** în urmă, marcând pragul existenței materiei, energiei, spațiului și timpului, așa cum le cunoaștem astăzi - aceasta este considerată a fi vârsta Universului. În primele momente ale existenței acestuia, procesele determinate de enorma energie declanșată sunt dificil de explicitat și există numeroase opinii speculative în acest sens. Se pare totuși că cercetătorii au stabilit o cronologie complexă a evenimentelor, eșalonată pentru început pe fracțiuni de secundă (Fig.I.12).

Prima etapă a început de la $t = 10^{-43}$ s după momentul zero și indică mai întâi o fază în care forța gravitațională s-a separat de celelalte forțe fundamentale rămase unificate, urmată de o fază de expansiune exponențială (= inflație cosmică) până la cca. $t = 10^{-32}$ s, după care Universul și-a continuat expansiunea, dar cu o viteză mult mai redusă. Condițiile de temperatură și densitate extrem de ridicate au condus la formarea primelor particule elementare – *quarkurile* (origine: engl. *quark*) (*a se vedea mai jos Modelul Standard*), pentru ca după $t = 10^{-12}$ s energia acestora să scadă până la valori cunoscute din experimentele fizice de astăzi (acceleratoarele de particule, de exemplu: CERN - Geneva, Elveția). La $t = 10^{-6}$ s, scăderea nivelului energetic a fost suficient de semnificativă pentru a putea începe combinarea quarkurilor și formarea primelor particule subatomice compozite: protonii și neutronii (= hadroni) (Lépine-Szily & Descouvemont, 2012). În etapa următoare, s-au format electronii (= leptoni), iar ulterior, temperaturile au scăzut în continu-

are, favorizând formarea prin recombinarea protonilor cu neutronii (= nucleosinteză) a primelor nuclee aparținând celor mai ușoare elemente chimice, hidrogenul H și heliul He - care au rămas până astăzi cele mai abundente elemente din Univers.

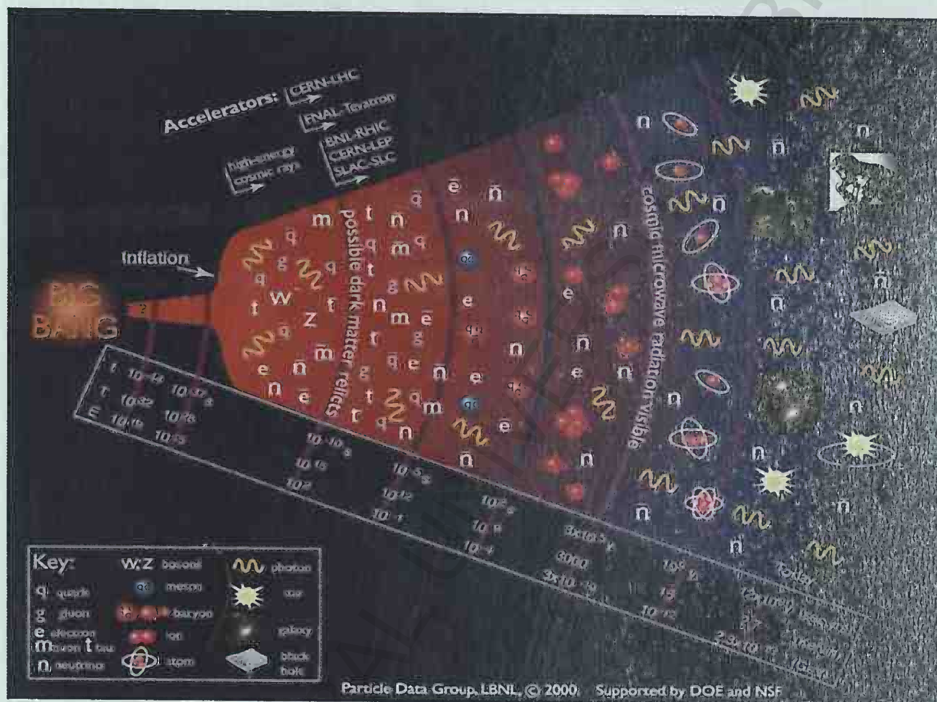


Fig.I.12. *Big Bang* - cronologia evenimentelor (www.quora.com).

În aceeași etapă s-au format și izotopii hidrogenului (*deuteriul* ^2H sau ^2D și cantități extrem de scăzute de *tritiu* ^3H sau ^3T), precum și cantități reduse ale elemetelor ușoare care urmează în Sistemul Periodic: litiul Li, beriliul Be și borul B (care însă, s-au format ulterior, sub acțiunea radiației cosmice). După pragul câtorva zeci de minute, deja temperatura și densitatea Universului se pare că au scăzut sub nivelul condițiilor de fuziune nucleară, ceea ce înseamnă că pe această cale nu s-au mai format alte elemente chimice (celelalte având alte tipuri de geneză). În intervalul următor, derulat pe parcursul a cca. 250.000-300.000 (sau chiar 380.000 de ani), Universul a trecut printr-un proces de răcire graduală, în timpul căruia materia principală prezentă era *plasma* - un "nor" fierbinte de particule ionizate, asociată cu o radiație de fond dominată de fotoni care aveau capacitatea de a se deplasa în mod liber în toate direcțiile,

generând radiații electromagnetice cu lungime de undă specifică. Se presupune că Universul avea în componență și o formă mai puțin cunoscută și definită de energie, numită astăzi "energie întunecată" (engl. *dark energy*), asupra căreia încă se fac studii și se propun ipoteze de lucru.

Recapitulând pe scurt câteva noțiuni fundamentale de fizică și chimie, reamintim că în modelul clasic, definit încă de la sfârșitul secolului XIX, **atomul** (gr. *atomos* = care nu se poate diviza; engl. *atom*) reprezintă cea mai mică particulă individuală care conservă toate proprietăţile unui element chimic. În absenţa unui câmp electric, se apreciază că un atom izolat are o formă aproximativ sferică, cu o rază cuprinsă între 0,31 Å pentru heliu He (raza atomică cea mai mică) și 2,98 Å pentru cesiu Cs (cea mai mare rază atomică măsurată) (1Å = 10^{-10} m; ångström - unitate de măsură S.I. pentru lungime, denumită în onoarea fizicianului suedez **Anders Jonas Ångström** (1814-1874). Masa atomilor este situată între 1,0079 Da (sau *u*, sau *amu*) pentru hidrogen H (cel mai ușor atom) și 294 Da pentru ununoctium Uuo (cel mai greu izotop măsurat) (*u* sau *amu* = engl. *atomic mass unit*, sau *dalton* - Da - este unitatea atomică de masă, definită ca a douăsprezecea parte din masa unui atom neutru de carbon ^{12}C, adică: $1,66\times10^{-27}$ Kg / 12; daltonul, ca unitate de masă atomică a fost denumit în onoarea fizicianului englez **John Dalton** (1766-1844).

Cercetările moderne au dovedit că de fapt atomul este divizibil și că există şi particule mai mici decât acesta, numite particule subatomice; unele dintre acestea reprezintă părţi componente ale atomului, care însă, nu mai păstrează toate proprietăţile elementului chimic. S-a constatat, deci, că atomul este constituit dintr-un nucleu foarte mic, în jurul căruia gravitează electronii, distribuiţi în mod statistic într-un volum mult mai mare, ca într-un „nor".

Nucleul, deşi este de aproximativ 10.000 de ori mai mic decât atomul însuşi, concentrează aproape toată masa acestuia, fiind constituit din **protoni** = particule cu masă ($1,6726\times10^{-27}$ Kg) şi sarcină electrică pozitivă şi **neutroni** = particule cu masă ($1,6929\times10^{-27}$ Kg) dar fără sarcină electrică.

Electronii sunt particule cu masă extrem de mică (1/1836 din masa unui proton) şi sarcină electrică negativă. Într-un atom aflat în stare neutră din punct de vedere electric, numărul protonilor este egal cu numărul electronilor. În învelişul electronic, particulele negative gravitează în jurul nucleului, fiind dispuse în mai multe straturi, diferenţiate prin valorile nivelului de energie şi notate K, L, M, N, O, P şi Q. Straturile sunt constituite din orbitali, iar distribuţia electronilor în cadrul orbitalilor prezintă geometrii diferite, în funcţie de tipul acestora. Astfel, orbitalii de tip *s* sunt sferici, cei de tip *p* sunt alungiţi, direcţionaţi după cele trei axe ortogonale, iar orbitalii *d* şi *f* au o formă mai complexă. În funcţie de numărul de protoni, atomii formează diferite elemente chimice, cu proprietăţi fizice și chimice distincte.

În prezent, se cunosc 118 elemente chimice, grupate în Sistemul Periodic (Fig.I.13), dintre care ultimele descoperite, adică cele cu numărul atomic 113, 115, 117 și 118 au fost confirmate în decembrie 2015, iar în 2016 au primit denumirile provizorii: *nihonium* (Nh), *moscovium* (Mc), *tennessin* (Ts) și *organesson* (Og), respectiv. Din totalul acestor elemente, 92 apar în natură, celelalte fiind

sintetizate în laborator. În aceste condiţii, există posibilitatea ca în viitor să fie descoperite noi elemente chimice, care eventual vor extinde tabelul Sistemului Periodic.

Fig.I.13. ***Sistemul Periodic*** al elementelor (www.iupac.org).

Într-un atom, numărul de protoni din nucleu reprezintă numărul atomic al elementului, notat cu simbolul **Z** și este cel care determină identitatea elementului: de exemplu, orice atom care are în nucleu şase protoni aparţine carbonului C, indiferent de numărul de neutroni sau de electroni. Numărul de neutroni al unui atom este notat cu simbolul ***N*** şi poate fi variabil în cadrul nucleului (a se vedea mai jos *Izotopi*). Suma protonilor *Z* şi a neutronilor *N* din nucleu constituie masa atomică a elementului, notată cu simbolul ***A***. Pentru un atom oarecare, notat X, numărul atomic Z şi masa atomică *A* se reprezintă ca indici, plasaţi în poziție inferioară și respectiv superioară, de obicei în stânga simbolului chimic:

$${}^{A}_{Z}\mathbf{X}\text{; de exemplu: hidrogenul: } {}^{1}_{1}\mathrm{H}\text{; uraniul: } {}^{238}_{92}\mathrm{U}.$$

În natură, există atomi care au acelaşi număr atomic *Z*, adică au același număr de protoni, dar prezintă mase atomice diferite, ceea ce înseamnă că au un număr diferit de neutroni în nucleu. Atomii de acest tip se numesc ***izotopi*** (origine: gr. *isos* = egal, acelaşi + gr. *topos* = loc → acelaşi loc; engl. *isotope*), adică ocupă acelaşi loc, împărţind aceeaşi căsuţă din Sistemul Periodic al elementelor. De exemplu, în cazul hidrogenului (H), se cunosc trei izotopi naturali: hidrogenul (protiul) ${}^{1}_{1}$H, deuteriul ${}^{2}_{1}$H şi tritiul ${}^{3}_{1}$H, care au fiecare în nucleu câte un proton și respectiv 0, 1, 2 neutroni (Fig.I.14) (mai există alți patru izotopi instabili ai hidrogenului, sintetizați în laborator) - toți acești izotopi ocupă împreună acelaşi loc din Sistemul Periodic şi anume, cel desemnat de numărul atomic *Z* = 1 (Fig.I.13).

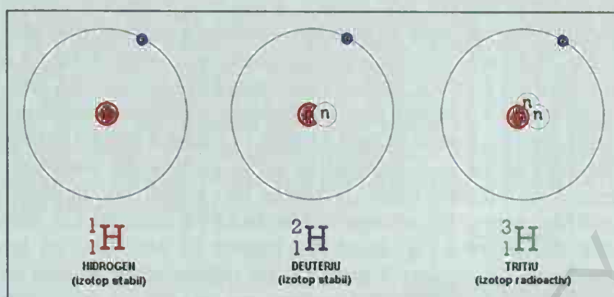


Fig.I.14. Izotopii naturali ai ***hidrogenului*** (www.usgs.gov).

Astăzi se cunosc peste 3.000 de izotopi sau nuclizi, dintre care, 339 există în mod natural, ceilalți fiind sintetizați în laborator; din totalul menționat, unii izotopi sunt stabili, iar alții sunt radioactivi (a se vedea mai jos *Radioactivitatea*). Dintre nuclizii naturali, se consideră că 286 sunt nuclizi primordiali, adică s-au format prin procese anterioare formării Pământului și respectiv a Sistemului Solar, provenind din nucleosinteza realizată în fazele de început ale evenimentului *Big Bang*, sau din procese de nucleosinteză stelară și de tip *supernova*. Există și izotopi care, deși naturali, nu sunt primordiali, ca de exemplu: ^{10}Be, ^{26}Al, ^{36}Cl, ^{81}Kr, ^{14}C și parțial ^{3}H (doar o cantitate extrem de redusă de tritiu s-a format prin procese primordiale imediat după *Big Bang*), aceștia fiind izotopi cosmogenici, care sunt regenerați în mod constant în atmosfera Pământului de către radiația cosmică. De asemenea, există și izotopi naturali care sunt radiogenici, adică reprezintă produse naturale ale dezintegrării radioactive a izotopilor radioactivi, putând fi ei înșiși radioactivi sau stabili, ca de exemplu: ^{222}Rn, unul dintre cei 34 de izotopi (toți radioactivi) ai gazului nobil radon Rn, care apare în natură doar ca produs de dezintegrare a radiului ^{226}Ra, la rândul său un produs de dezintegrare a uraniului ^{238}U (a se vedea mai jos *Radioactivitatea*).

Într-un atom, electronii sunt responsabili în principal de comportamentul chimic al elementului şi, implicit, de stabilirea legăturilor chimice care reunesc atomii, cu formarea de molecule şi compuşi chimici. În situaţia în care straturile electronice şi respectiv orbitalii unui atom sunt complet ocupaţi, având o configuraţie de octet la nivel periferic, elementul chimic este stabil. Este cazul gazelor nobile sau inerte din grupa a VIIIA a Sistemului Periodic, care, cu excepţia heliului He, prezintă toate (neonul Ne, argonul Ar, kriptonul Kr, xenonul Xe şi radonul Rn) octetul electronic pe ultimul strat, fapt care le conferă o stabilitate deosebită, acestea nereacţionând cu alte elemente chimice. Atunci când, dimpotrivă, straturile electronice sunt incomplete, atomii sunt instabili şi, pentru a-şi completa orbitalii

şi a atinge o configuraţie stabilă, similară cu cea a gazului nobil învecinat, tind să schimbe electroni între ei, prin cedare, acceptare, punere în comun. Acesta este, deci, mecanismul prin care se stabilesc legăturile chimice interatomice şi motivul pentru care, în natură, elementele chimice nu se găsesc în formă atomică, ci sub formă de compuşi chimici. Atomul care cedează sau acceptă unul sau mai mulţi electroni în vederea formării unei configuraţii electronice stabile pe ultimul strat, se numeşte **ion**. În situaţia în care sarcina în exces a ionului este pozitivă, acesta constituie un **cation** şi a rezultat în urma cedării de electroni. De exemplu, hidrogenul H şi metalele (litiul Li, beriliul Be, sodiul Na, potasiul K, calciul Ca, magneziul Mg, cromul Cr, manganul Mn, fierul Fe, cobaltul Co, nichelul Ni, cuprul Cu, zincul Zn, argintul Ag, aurul Au, platina Pt *etc.*) tind să formeze cationi, deoarece, având 1, 2, sau 3 electroni pe ultimul strat, le este mai eficient din punct de vedere energetic să-i cedeze pe aceştia şi să rămână astfel cu o configuraţie stabilă pe ultimul strat, decât să accepte alţi 5, 6, sau 7 electroni. În mod analog, **anionul** este un ion cu sarcină negativă, rezultat în urma acceptării de electroni. Nemetalele (borul B, carbonul C, azotul N, siliciul Si, fosforul P *etc.*) au tendinţa de a forma anioni, deoarece prezenţa a 5, 6, sau 7 electroni pe ultimul strat face mai convenabilă energetic acceptarea electronilor necesari pentru completarea octetului, în număr de 3, 2 sau 1, decât cedarea a cel puţin 5 electroni.

Cercetările experimentale la nivel subatomic întreprinse în anii `70 ai secolului trecut au demonstrat că de fapt, nici nucleonii (protonii și neutronii) nu sunt indivizibili - așa cum anterior se crezuse și despre atom - ci sunt constituiți dintr-un tip de particule fundamentale, denumite *quark* (plural: quarkuri sau quarci) de către fizicianul american **Murray Gell - Mann** (n.1929). De exemplu, un proton este constituit din trei quarkuri, dintre care două au moment cinetic sau spin de tip *u* (*up*) și unul de tip *d* (*down*), iar un neutron prezintă în componență două quarkuri de tip *d* (*down*) și unul de tip *u* (*up*) (Fig.I.15). Aceste particule, precum și alte particule subatomice recent descoperite sunt reunite în *Modelul Standard* (Fig.I.16).

MODELUL STANDARD al particulelor subatomice sau fundamentale reprezintă un sistem teoretic modern, care caracterizează toate particulele elementare cunoscute până în prezent și care sunt constituenții de bază ai materiei și ai forțelor fundamentale care descriu interacțiunile dintre aceștia (forțele electromagnetice, forțele nucleare puternice și cele slabe și forța gravitațională). Particulele funda-mentale sunt clasificate în două mari categorii: (a) particule "de masă" (engl. *mass particles*) sau **fermioni** - denumite în onoarea fizicianului italian **Enrico Fermi** (1901-1954; Premiul Nobel pentru Fizică, în anul 1938 - creatorul primului reactor nuclear din lume) și (b) particule "transportatoare de forță" (engl. *force carriers*) sau **bosoni** - denumite în onoarea fizicianului indian **Satyendra Nath Bose** (1894-1974). Fără a intra în detallile extrem de complexe ale caracterizării acestor particule, precizăm doar că în categoria fermionilor, care au moment cinetic sau spin cu valoarea ½, se pot menționa: șase tipuri de **quarkuri** (*up, down, charm, strange, top, bottom*), cu anti-particulele corespunzătoare și șase tipuri de **leptoni** (electroni, electroni neutrino, muoni, muoni neutrino, taoni și taoni neutrino), cu anti-particulele corespunzătoate. Bosonii, care au spin cu valoarea 1, cuprind bosonii intermediari, transportatori asociați

primelor trei forțe fundamentale: **fotonii** (asociați forței electromagnetice), opt tipuri de **gluoni** (asociați forțelor nucleare puternice), trei tipuri de bosoni numiți W^+, W^- și Z (asociați forțelor nucleare slabe), la care se adaugă **bosonul Higgs** și ipoteticul **graviton** (asociat forței de gravitație). Dintre particulele compozite formate prin asocierea unora dintre aceste particule elementare, amintim **hadronii**, formați din quarkuri menținute solidar de forțele nucleare puternice - aceștia sunt divizați în două categorii: **baryonii**, constituiți din câte trei quarkuri (de exemplu, protonii și neutronii) și **mesonii**, constituiți dintr-un quark și un anti-quark (de exemplu, pionii).



Fig.I.15. Modelul unui *proton* (stânga), constituit din două quarkuri de tip ***u*** (*up*) și unul de tip ***d*** (*down*) și al unui *neutron* (dreapta), constituit din două quarcuri de tip ***d*** (*down*) și unul de tip ***u*** (*up*).



Fig.I.16. *MODELUL STANDARD* al particulelor fundamentale (https://phys.org).

Radioactivitatea (origine: lat. *radius* = rază, radiaţie, energie radiantă + activitate; engl. *radioactivity*) este proprietatea unor elemente chimice de a emite, în urma dezintegrării spontane a nucleului, radiaţii ionizante sub forma particulelor *α* şi *β*, precum şi sub forma radiaţiei electromagnetice *γ*. După cum am menționat anterior, cele mai multe dintre elementele chimice prezintă izotopi radioactivi. Nucleele izotopilor radioactivi instabili se dezintegrează progresiv, trecând succesiv în configuraţiile altor elemente chimice, pentru a atinge în final stadiul de stabilitate. De exemplu, izotopul radioactiv cel mai cunoscut, uraniul ^{238}U trece progresiv prin mai multe secvenţe de dezintegrare, în cursul cărora au loc emisii succesive de particule *α* şi *β*, pentru ca în final, nucleul său să ajungă la configuraţia stabilă a izotopului plumbului ^{206}Pb - care este una dintre cele patru forme izotopice ale plumbului care apar în natură şi care constituie produsul final de dezintegrare a ^{238}U. În mod

similar, thoriul ^{232}Th formează o serie de dezintegrare radioactivă, cu emisii succesive de radiații α, β și γ, ajungând în final la configurația stabilă a izotopului de plumb ^{208}Pb (Fig. I.17).

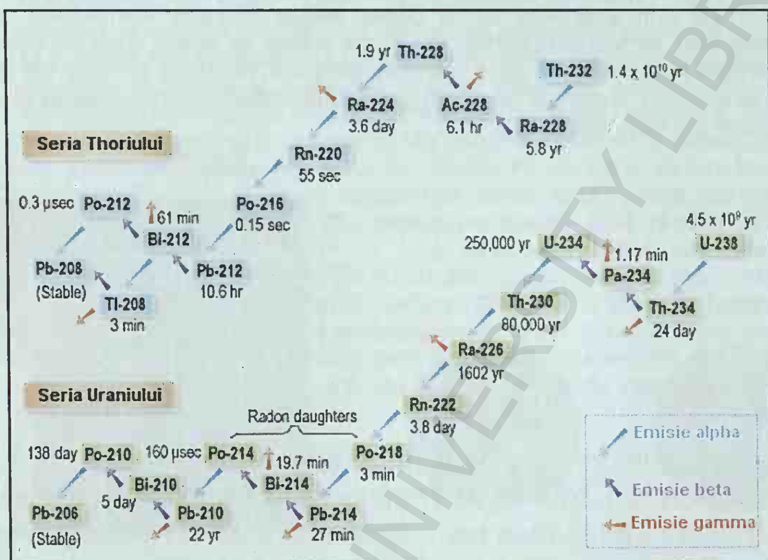


Fig.I.17. Seriile de dezintegrare radioactivă ale *uraniului* ^{238}U și *thoriului* ^{232}Th (www.britannica.com).

Intervalul de timp în care jumătate dintre nucleele unei substanţe radioactive se dezintegrează complet, se numeşte **perioadă sau timp de înjumătăţire** (engl. *half-life*); cu fiecare perioadă de înjumătăţire scursă, din radionucleele iniţiale se dezintegrează jumătate, un sfert, o optime, o şaisprezecime ş.a.m.d. Unele elemente chimice au izotopi cu perioade de înjumătăţire foarte scurte, de ordinul fracţiunilor de secundă, de exemplu, la izotopul poloniului ^{192}Po aceasta este de 0,5 secunde, în timp ce alte elemente chimice au izotopi radioactivi cu perioade de înjumătăţire care durează milioane sau miliarde de ani, de exemplu, la izotopul uraniului ^{238}U acest parametru este de $4{,}46 \cdot 10^9$ ani. Radioactivitatea a fost pusă în evidenţă pentru prima dată de către fizicianul francez Antoine Henri Becquerel, în anul 1896, iar descoperirile ulterioare legate de noi elemente şi procese radioactive au condus la utilizarea acestui fenomen în numeroase aplicaţii practice: catalizatori, trasori, medicină, geologie (geodatare), industria energetică *etc.*, dar şi în industria armamentului - cu efecte dezastruoase pentru omenire.

Prezenţa radioactivităţii în unele minerale, roci, materiale, mediu ş.a.m.d. se determină cu ajutorul contorului Geiger, iar unitatea de măsură S.I. pentru radioactivitate este becquerelul (bq).

Cele mai importante minerale radioactive sunt mineralele de uraniu U şi thoriu Th, care însumează peste 220 de specii, aparţinând claselor oxizilor, silicaţilor, fosfaţilor, arseniaţilor, vanadaţilor *etc.*; cel mai răspândit şi utilizat mineral radioactiv este **uraninitul / pechblenda (UO_2)**. În geologie, prezenţa conţinuturilor foarte scăzute (elemente urmă) de elemente radioactive din constituţia celor mai multe minerale, roci, artefacte, precum şi a altor materiale, este deosebit de importantă, deoarece permite stabilirea vârstei absolute a acestora. Datarea radiometrică constă în stabilirea intervalului de timp scurs de la formarea mineralului, rocii *etc.*, prin raportarea cantităţii materialului dezintegrat la cantitatea iniţială a sursei.
Metodele de geodatare reprezintă tehnici utilizate în vederea determinării vârstei absolute a materialelor geologice (minerale, roci, fosile, artefacte *etc.*) sau a evenimentelor care au avut loc în trecutul geologic al Pământului. Cele mai importante şi mai frecvent utilizate metode de geodatare sunt cele izotopice, bazate pe fenomenul de dezintegrare radioactivă spontană a izotopilor naturali. În principiu, se stabileşte timpul scurs de la formarea unui mineral, rocă ş.a.m.d., raportând numărul atomilor radioactivi dezintegraţi până în prezent (= izotopi derivaţi), la numărul iniţial de atomi radioactivi (= izotopi parentali), ţinând cont de constanta de dezintegrare a izotopului considerat. Această constantă se află în relaţie directă cu perioada (sau timpul) de înjumătăţire (engl. *half-time*) specific fiecărui radionuclid, care reprezintă durata intervalului în care se dezintegrează jumătate din orice cantitate dată a elementului respectiv. În consecinţă, în funcţie de tipul materialului geologic de datat şi de vechimea estimată a acestuia, se utilizează o serie de izotopi cu perioade de înjumătăţire mai lungi (de miliarde de ani), sau mai scurte (mii de ani, sau chiar mai scurte) (*a se vedea Geocronologia, Cap.VI*).

Revenind la discuția asupra formării Universului și a caracteristicilor sale de început, am văzut că hidrogenul și heliul au fost elemente chimice formate prin nucleosinteză primordială și apoi, timp de câteva sute de milioane de ani (300-500 M.a.), s-au dispersat în spațiul cosmic aflat în expansiune. Distribuția acestor gaze se pare că nu a fost uniformă, iar neregularitățile de acest tip au fost amplificate de gravitație, astfel încât s-au format treptat zone cu densitate mai ridicată, prin concentrarea cărora au început să se configureze nebuloasele (origine: lat. *nebula* = nor, ceață; engl. *nebula, nebulae* - pl.). Numită și “nor interstelar”, nebuloasa reprezintă o acumulare de materie aflată în spațiul cosmic, constituită din gaze, plasmă (materie în stare ionizată) și praf cosmic. **Nebuloasele de tip Regiune H II** (engl. *H II Regions nebulae*) (Fig.I.18) conțin în principal hidrogen H_2 (de unde provine și denumirea *H II*) și au dimensiuni foarte mari, de mai multe zeci și sute de ani-lumină în diametru (1 an-lumină = 9.5×10^{12} km; 1 parsec = 3.26 ani-lumină).



Fig.I.18. (A) Nebuloasa *ORION* (sau *M 42*); (B) Nebuloasa *CARINA* (imagini preluate de telescopul spațial *HUBBLE* - www.nasa.gov).

Prin continuarea proceselor de concentrare a materiei acestor nebuloase protostelare, crește masa sistemului și se obține un efect de condensare sub acțiunea propriei gravitații (colaps), iar materia din centrul acestuia devine tot mai fierbinte, conducând în final la formarea primelor stele. Acesta este un eveniment de o importanță deosebită în evoluția Universului, deoarece nu numai că a populat spațiul cosmic cu stele și apoi cu galaxii și *clustere* de galaxii, dar a condus și la formarea în interiorul stelelor a elementelor chimice mai grele decât heliul (și decât litiul Li, beriliul Be, borul B), prin procese de fuziune nucleară, ca într-un adevărat reactor termonuclear. Studiul complex al stelelor - asupra distanței și poziționării în cadrul galaxiilor, caracteristicilor fizice și chimice *etc.*, oferă informații prețioase asupra istoriei, dinamicii și evoluției acelui sector al spațiului cosmic.

Stelele (lat. *stella*; engl. *star*) sunt corpuri cerești masive, de natură gazoasă, care strălucesc pe bolta cerească, radiind în spaţiul cosmic energie luminoasă şi termică generată de propriile surse interne. Această uriaşă energie este produsă prin arderea materiei gazoase din constituţia stelelor, care reprezintă un adevărat „carburant" stelar, consumat pe parcursul a milioane şi miliarde de ani şi epuizat în cele din urmă. În mod diferit se comportă planetele, meteoriţii şi alte corpuri cereşti din Sistemul Solar (cu excepţia Soarelui,

el însuşi o stea) sau din afara acestuia, care doar reflectă lumina Soarelui, sau, în cazul exoplanetelor, cea a altor stele apropiate; în ultimele două decade au fost descoperite peste 3.300 de exoplanete (= planete aflate în afara Sistemului nostru Solar), de către NASA (S.U.A.) și alte agenții spațiale din lume.

Observate pe bolta cerească (chiar cu ochiul liber), stelele prezintă culori care diferă subtil sau uneori tranşant - de exemplu, două dintre stelele puternic strălucitoare din constelaţia *Orion* au culori vizibil diferite: *Betelgeuse* (sau α *Orionis* = prima stea, ca magnitudine, din *Orion*) este roşie, în timp ce *Riegel* (sau β *Orionis* = a doua stea din *Orion*) are nuanţe de albastru (Fig.I.19).



Fig.I.19. Constelația *ORION* (centru) și stelele sale ***Betelgeuse*** (stânga) și ***Riegel*** (dreapta) (www.EarthSky.org).

Culoarea percepută este unul dintre parametrii care depind de lungimea de undă (lambda λ) a radiaţiilor emise de steaua respectivă, care la rândul său depinde de temperatura suprafeţei stelare. Astfel, stelele cu suprafeţe foarte fierbinţi, având peste 30.000 K emit radiaţii luminoase cu lungime de undă scurtă şi deci se înscriu în domeniul albastru-indigo al spectrului vizibil (de aici şi culoarea albastră a acestor stele), în timp ce stelele cu suprafeţe mai puţin fierbinţi, având sub 3.000 K sunt caracterizate de radiaţii luminoase cu lungime de undă mai ridicată, aparţinând domeniului roşu al spectrului (de aceea şi culoarea lor este roşie). Stelele cu temperaturi superficiale medii spre mici, situate între 5.000-6.000 K sunt percepute ca având o culoare intermediară din spectru (galben), ca de exemplu, *Soarele* - steaua centrală a Sistemului nostru Solar.

Prin urmare, liniile spectrale de emisie şi de absorbţie caracteristice stelelor oferă informaţii semnificative asupra temperaturii acestora, dar şi asupra compoziţiei chimice a stelelor înseşi, precum şi a gazelor interstelare pe care radiaţiile luminoase le străbat. În funcţie de caracteristicile lor spectrale, stelele au fost clasificate în mai multe categorii, notate: O, B, A, F, G, K şi M și suplimentate cu categoriile N, R şi S, divizate la rândul lor în subclase (Catalogul spectral *Henry Draper - Extension / VizieR*, catalogul nr. III/182). Din acest nomenclator, aflăm de exemplu, că Soarele nostru este o stea galbenă (Fig.I.20) cu magnitudine şi dimensiuni medii, aparţinând clasei spectrale G şi având o temperatură la suprafață de aproximativ 5.800-6.000 K; de asemenea, durata sa de „viaţă" a fost estimată la 12-14 miliarde de ani.



Fig.I.20. (**A**) ***SOARELE*** (mai, 2012); (**B**) Detaliu asupra chromosferei sale (ian. 2007) (imagini preluate de misiunea solară *HINODE* - NASA, S.U.A. / JAXA, Japonia).

Astăzi se cunoaşte cu precizie faptul că de-a lungul „vieţii" sale, o stea parcurge un traseu evolutiv care este condiţionat de regimul energetic al acesteia, care la rândul său se află în relaţie directă cu masa şi cu dimensiunile iniţiale ale stelei. De aceea şi natura elementelor chimice generate prin procese nucleare stelare este în corelaţie cu mărimea stelei şi cu energia dezvoltată de aceasta.

Astfel, în stelele cu dimensiuni relativ mici şi masă comparabilă cu cea a Soarelui ($M_{\odot}$), sau de câteva ori mai mare, hidrogenul H din care este formată centrosfera *arde la heliu He* - termenul „ardere" (engl. *burning*) nu se referă la un proces chimic, precum arderea

lemnului sau a cărbunilor, ci la o ardere nucleară, prin care nucleele atomice ale elementelor chimice mai uşoare fuzionează formând nuclee aparţinând elementelor mai grele. Cu alte cuvinte, în condiţiile unei temperaturi foarte ridicate, se declanşează o reacţie în lanţ, prin care nucleele atomice ale hidrogenului fuzionează, formând nuclee de heliu, până la epuizarea aproape completă a hidrogenului. În acest stadiu, hidrogenul neconsumat arde în continuare într-un strat subţire care înconjoară masa centrală de heliu, care la rândul său începe să ardă, producând elementele chimice cu masă atomică mai mare decât a sa: carbonul C şi apoi oxigenul O (Fig.I.21) (elementele uşoare litiu Li, beriliu Be şi bor B, cu mase atomice situate între cea a heliului şi cea a carbonului, nu se formează prin astfel de procese nucleare în interiorul stelelor); prin arderea carbonului C se formează în continuare neonul Ne şi magneziul Mg. Toate aceste elemente chimice, de la heliu He până la magneziu Mg, sunt elementele cu masele atomice cele mai scăzute, formate în cursul secvenţelor de fuziune nucleară din cadrul stelelor de dimensiuni relativ mici. În interiorul stelelor cu masă şi dimensiuni mai mari, procesele de fuziune continuă, iar „reactorul nuclear” stelar produce seria următoare de elemente din Sistemul Periodic şi anume: prin arderea oxigenului O se formează siliciul Si şi sulful S, iar prin arderea acestora se formează succesiv elementele cu mase atomice şi mai mari, până la fier ^{56}Fe (masa atomică = 56) şi eventual nichel ^{59}Ni (masa atomică = 59).

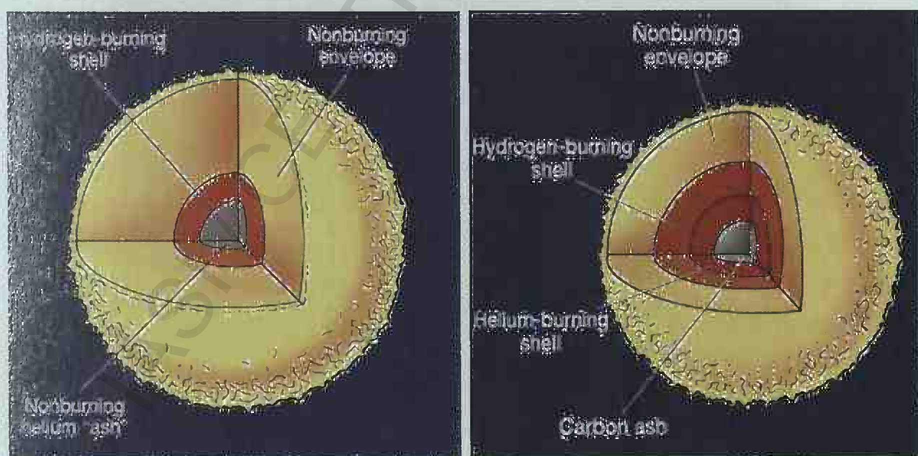


Fig.I.21. Procese de fuziune nucleară intrastelară: (**A**) *Arderea hidrogenului la Heliu*; (**B**) Continuarea procesului prin *arderea heliului la carbon* (www.nasa.gov).

Pe parcursul stadiilor evolutive finale, învelişul extern al unei stele de dimensiuni medii sau mici expandează spre dimensiuni uriaşe, în timp ce temperatura la suprafaţa sa scade foarte mult, dând stelei un aspect roşu - de aici denumirea sa de **stea gigantică roşie** (engl. *red giant*). În etapele următoare, aceasta ejectează substanţă din zonele sale periferice, care se dispersează în spaţiul interstelar, formând o **nebuloasă planetară** cu dimensiuni şi culori foarte variabile, ale cărei caracteristici particulare abia de puţin timp au început a fi cunoscute în detaliu (Fig.I.22).



Fig.I.22. Nebuloase planetare: (**A**) *NGC 6751*; (**B**) *IC 418* (imagini preluate de telescopul spațial HUBBLE - NASA, S.U.A.).

În centrul nebuloasei planetare se păstrează materia rămasă, concentrată într-o stea de dimensiuni foarte reduse, cu raza comparabilă cu cea a Pământului, numită **stea pitică albă** (engl. *white dwarf*) (Fig.I.23). Acest corp stelar are, însă, o masă foarte ridicată, comparabilă cu cea a Soarelui ($M_{\odot}$), ceea ce îi induce o densitate uriaşă materiei constituente (între 1-10 milioane de ori densitatea apei). În final, după epuizarea energiei stelei pitice albe, aceasta nu mai emite radiaţii luminoase, devenind un corp ceresc neluminos, „mort" din punct de vedere energetic și denumit impropriu **„stea" pitică neagră** - cum probabil există nenumărate în spaţiul cosmic.

În ceea ce privește Soarele nostru, acesta se încadrează ca parametri în linia evolutivă stelară descrisă mai sus, situându-se în

centrul (zona galbenă) secvenței principale din diagrama Hertz-sprung - Russel (Fig.I.24).

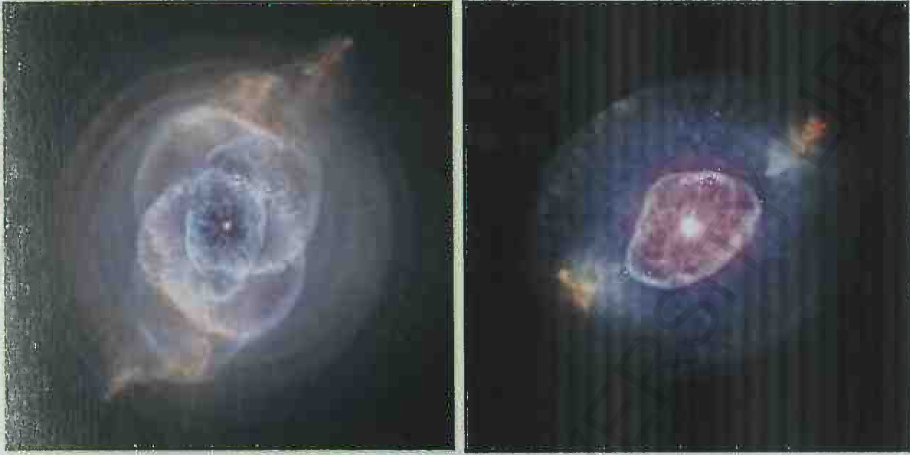


Fig.I.23. Stele pitice albe, epuizându-și energia: (**A**) Nebuloasa *CAT`s EYE*; (**B**) *NGC 6826* (imagini preluate de telescopul spațial HUBBLE - NASA, S.U.A.)

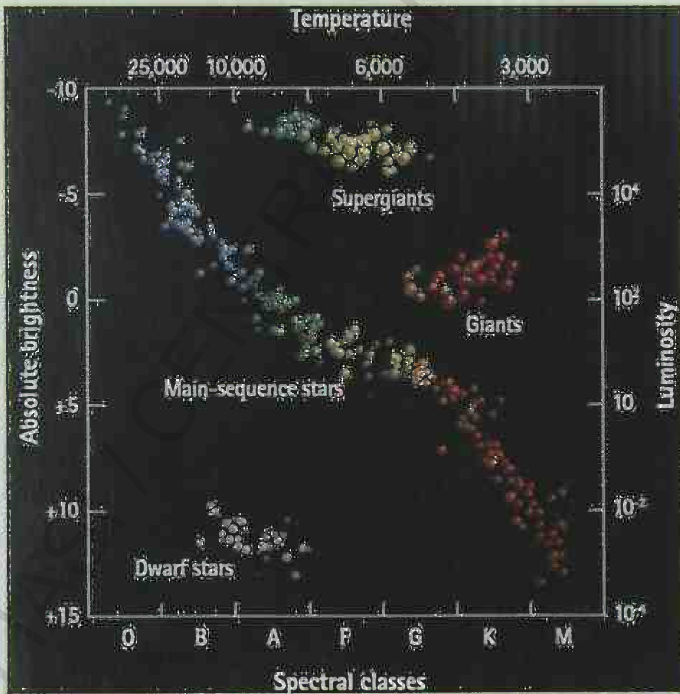


Fig.I.24. ***Diagrama Hertzsprung - Russel*** (www.nasa.gov).

Foarte probabil, Soarele va ajunge într-un viitor îndepărtat la stadiul de stea gigantică roşie, moment în care învelişul său extern va fi expandat foarte mult, diametrul său ajungând dincolo de orbita Pământului, posibil chiar dincolo de cea a planetei Marte - ceea ce va însemna desigur distrugerea acestor planete şi practic a întregii părţi interne a Sistemului Solar. Ulterior, după expulzarea materiei din zonele externe, va deveni o stea pitică albă, pentru ca în final să sfârşească în bezna spaţiului cosmic. Până atunci însă, se estimează că vor mai trece aproximativ 5 miliarde de ani, având in vedere că Soarele, ca şi întregul nostru Sistem Solar are deja o vârstă de 4,56 miliarde de ani.

Reacţiile de fuziune nucleară descrise anterior au caracter exoterm, adică „arderea" elementelor generatoare se produce cu *eliberare de energie,* în timp ce fuziunea nucleelor atomice ale fierului şi nucleosinteza elementelor chimice mai grele decât fierul şi nichelul constituie reacţii cu caracter endoterm, produse cu *consum de energie* (de aceea, fierul nu mai „arde"). Astfel, pentru generarea elementelor chimice cu masă atomică mai mare decât cea a fierului, este necesară o cantitate adiţională de energie, care se regăseşte doar în cazul stelelor cu dimensiuni foarte mari și masă de câteva ori mai mare decât cea a Soarelui (începând de la 8-10 $M_{☼}$), care au capacitatea de a dezvolta o astfel de energie. În aceste sisteme, odată cu epuizarea „carburantului" din centrul acestora, nu mai există forţe interne care să se opună gravitaţiei foarte puternice generate de masa uriaşă şi drept consecinţă, steaua intră în colaps, iar implozia rezultată este de proporţii catastrofice. Energia enormă eliberată în acest mod ejectează în spaţiul interstelar învelişul extern al stelei, care se dispersează sub forma unei unde de şoc. Acest eveniment stelar spectaculos se numeşte **supernova** şi reprezintă momentul de generare a energiei necesare nucleosintezei elementelor chimice cu masă atomică ridicată. Zona dispersată formează progresiv o **nebuloasă de tip rest de supernova** (engl. *supernova remnant nebula*) (Fig.I.25.A), în centrul căreia se păstrează materia rămasă din nucleul supercondensat al stelei, constituind ceea ce se numeşte o **stea neutronică**. Aceasta este un corp ceresc cu dimensiuni foarte mici (raza sa poate avea câteva zeci de km) şi masă enormă, astfel încât densitatea sa este uriaşă şi dificil de imaginat: între 10^2-10^{12} ori densitatea apei; în mod evident și forţa sa gravitaţională atinge

valori extraordinar de ridicate. Evenimentele stelare de tip supernova au o frecvenţă de 1-2 pe secol, iar unul dintre cele mai recente şi intens observate şi studiate este cel al supernovei *SN 1987A* din *Marele Nor al lui Magellan*, vizibilă în februarie 1987 (Fig.I.25.B).



Fig.I.25. Nebuloase de tip *rest de supernova*: (A) *CYGNUS LOOP*; (B) *SN 1987A* (imagini preluate de telescopul spaţial HUBBLE - NASA, S.U.A.).

Frecvent, imploziile de tip supernova iniţiate de stele supermasive lasă în urmă zone cu o concentrare extrem de puternică a materiei, care generează o densitate și o gravitație şi mai ridicată decât cea a stelelor neutronice. Deşi au temperaturi extrem de ridicate şi în mod normal ar emite radiaţii luminoase, imensa lor gravitaţie face ca nici măcar lumina sau alte radiații electromagnetice să nu poată părăsi acest sistem şi în consecinţă, aceste zone nu sunt luminoase, ci invizibile în spaţiul cosmic - de aici şi denumirea lor de *găuri negre* (engl. *black holes*), denumire dată în 1967 de către fizicianul american **John Wheeler** (1911-2008). O **gaură neagră** este o zonă din spațiul cosmic, mărginită la exterior de o limită invizibilă numită *orizont de evenimente* (engl. *event horizon*) și care prezintă în centru o singularitate infinitesimală dimensional, dar de densitate tinzând către infinit. Aceasta generează un câmp gravitaţional atât de puternic încât produce o distorsiune a spațiu-timpului și împiedică dispersarea oricărei forme de materie şi energie; mai mult, atrage gravitaţional şi „înghite" orice obiect care s-ar deplasa în apropierea orizontului de evenimente, cu o viteză mai mică decât viteza luminii. Existența găurilor negre a fost prezisă încă din anul 1915 de către Albert Einstein, ca una dintre conse-

cințele relativității generale, iar în ultimul timp prezența efectivă a acestora a început să fie tot mai solid documentată pe baza observațiilor astronomice. De exemplu, se cunoaşte faptul că găurile negre nu pot fi observate direct în spațiul cosmic cu ajutorul tehnologiilor avansate de tipul telescoapelor spațiale care au ca principiu de funcționare detectarea radiațiilor *X*, gamma, lumina vizibilă, sau radiații electromagnetice cu alte lungimi de undă, pentru că găurile negre nu permit dispersarea acestor unde, fiind astfel ”invizibile". Se poate însă observa efectul pe care îl au aceste zone cu gravitație imensă asupra materiei din jur, în special atunci când obiecte galactice, precum nori de gaze sau stele se apropie și / sau orbitează în jurul lor. Într-o asemenea situație, gaura neagră atrage inexorabil material din componența stelei respective, într-un proces numit generic *acreție* (engl. *accretion*), care produce altera-rea integrității acesteia, distrugând-o și ”devorând-o" în final. Pe măsură, însă, ce materia atrasă gravitațional este smulsă din zona stelară de origine, ea se accelerează, se încălzește foarte mult și emite în spațiul cosmic fascicule de radiații *X* și gamma, care sunt detectate de telescoapele spațiale, creându-se astfel o ”semnătură" electromagnetică identificabilă. În acest mod, au fost descoperite în spaţiul cosmic mai multe zone care ar putea constitui sisteme de acest tip - de exemplu, *Cygnus X-1*, din Constelaţia Lebăda (Fig.I. 26.A), este considerată de către cei mai mulţi dintre specialişti a fi o gaură neagră. Mai recent, s-au descoperit găuri negre supermasive, cu mase începând de la un milion de mase solare (10^6 $M_{\odot}$) și se pare că fiecare galaxie de mari dimensiuni are în centrul său o asemenea structură gigantică. Cea descoperită în centrul galaxiei noastre, *Calea Lactee*, se numește *Sagittarius A* și are o masă echivalentă cu aproximativ patru milioane de mase solare (4×10^6 $M_{\odot}$) (Fig.I.26.B).

Sunt numeroase descoperirile științifice și rezultatele cercetărilor recente care au arătat că pe măsură ce cunoaștem mai mult din Univers, cu atât se confirmă și se completează tot mai multe dintre elementele ipotetice din teoriile și conceptele științifice din domeniu, dar în paralel, se ridică de asemenea multe semne de întrebare asupra unor aspecte care încă necesită elucidare. Una dintre descoperirile importante care au marcat a doua jumătate a secolului XX a fost aceea a prezenței în Univers a **radiației cosmice de fond cu lungime de undă scurtă** (engl. *cosmic microwave background radiation - CMBR*), în anul 1965, de către astronomii

americani **Arno A. Penzias** (n. 1933) și **Robert W. Wilson** (n. 1936) (Premiul Nobel pentru Fizică, în anul 1978). Această radiație cosmică de fond, cu lungime de undă foarte mică (7,35 cm) și temperatură ridicată (7 K), este considerată a fi un relict al stadiilor incipiente de formare a Universului și care a "supraviețuit" expansiunii acestuia, pierzând treptat din temperatura extrem de ridicată pe care ar fi avut-o la începuturi.



Fig.1.26. (A) ***Gaură neagră*** atrăgând materie dintr-o stea albastră - imagine artistică ilustrând zona ***CYGNUS X-1*** (Constelația *Lebedei*); (B) ***SAGITTARIUS A***, zonă din centrul galactic al *Căii Lactee*, considerat o gaură neagră (imagine HUBBLE - NASA, S.U.A.).

Pentru susținătorii *Teoriei Big Bang* această descoperire a fost capitală, demonstrând că cel puțin anumite etape teoretizate ale evoluției primordiale ale Universului s-au derulat conform calculelor matematice avansate de această teorie. S-a confirmat astfel că Universul a trecut printr-o stare inițială cu predominanță radiativă, în care, enorma energie dezvoltată primordial se găsea în principal sub formă de radiații foarte puternice, cu un cuantum energetic suficient de ridicat pentru a distruge nucleele mai grele decât hidrogenul și heliul pe măsură ce acestea se formau (explicând astfel distribuția universală majoritară a acestor elemente: 75% H și cca. 25% He, față de celelalte elemente, aflate în proporții mult mai scăzute și care s-au format ulterior prin nucleosinteză stelară / supernova). Progresiv, Universul a devenit un sistem dominat de masă, în care cea mai mare parte a energiei este conținută în masa particulelor nucleare, iar din radiația inițială s-a păstrat în tot Universul, în formă fosilă, un fond aflat la un nivel energetic mult inferior.

Începând din anii `90 ai secolului XX, agenția spațială americană *NASA* a lansat două misiuni spațiale de explorare a spațiului cosmic, cu accent deosebit asupra cartării caracteristicilor radiației cosmice de fond: **COBE** (*Cosmic Background Explorer*) în 1992 (Fig.I.27.A) și **WMAP** (*Wilkinson Microwave Anisotropy Probe*) în 2001 (Fig.I.27.B), la care s-a adăugat în 2009, misiunea **PLANCK** (Fig.I.27.C) lansată de agenția spațială europeană *ESA*, în colaborare cu *NASA*. Dotate cu aparatură de investigare extrem de sensibilă la variațiile cosmice de temperatură, aceste sonde spațiale au cartat mai mult de 300 de miliarde de puncte de observație în diferite lungimi de undă, obținând date de o înaltă acuratețe științifică privind radiația cosmică de fond.



Fig.I.27. Misiuni spațiale: (**A**) *COBE*, (**B**) *WMAP* și (**C**) *PLANCK*, lansate în vederea studiului radiației cosmice de fond (*NASA* & *ESA*).

Galaxia noastră, ***Calea Lactee*** (engl. *Milky Way*), este o galaxie în formă de bară spiralată, cu un diametru estimat la aproximativ 100.000 de ani-lumină, cu o masă evaluată între $5{,}8 \cdot 10^{11}$-$4{,}5 \cdot 10^{12}$ mase solare ($M_{\odot}$) și o vârstă apropiată de cea a Universului, între 12,5-13,6 G.a., având în constituție câteva sute de miliarde de stele, gaze interstelare și praf cosmic (Fig.I.28).

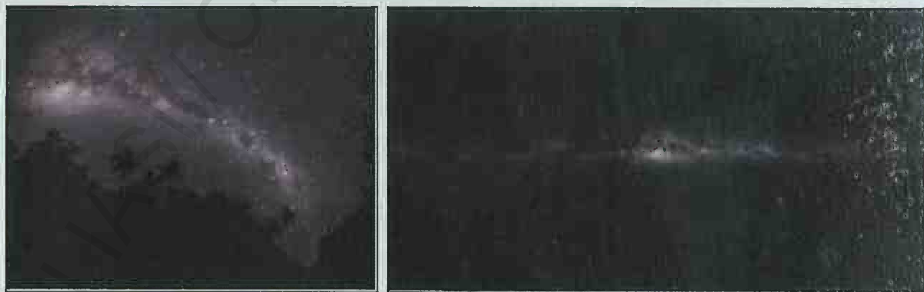


Fig.I.28. *CALEA LACTEE*: (**A**) Vedere terestră din Pacificul de Sud (Tezel, 2011); (**B**) Imagine spațială panoramică preluată de *ESO* (*European Southern Observatory*) (2009).

Sistemul Solar este situat la aproximativ 27.000 de ani-lumină de centrul galactic, într-unul dintre brațele spiralate externe, numit ***Brațul Orion*** sau ***Brațul Local*** (Fig.I.29), iar Soarele (și implicit Sistemul Solar) se pare că realizează o mișcare completă de rotație în jurul centrului galactic în aproximativ 240 M.a.

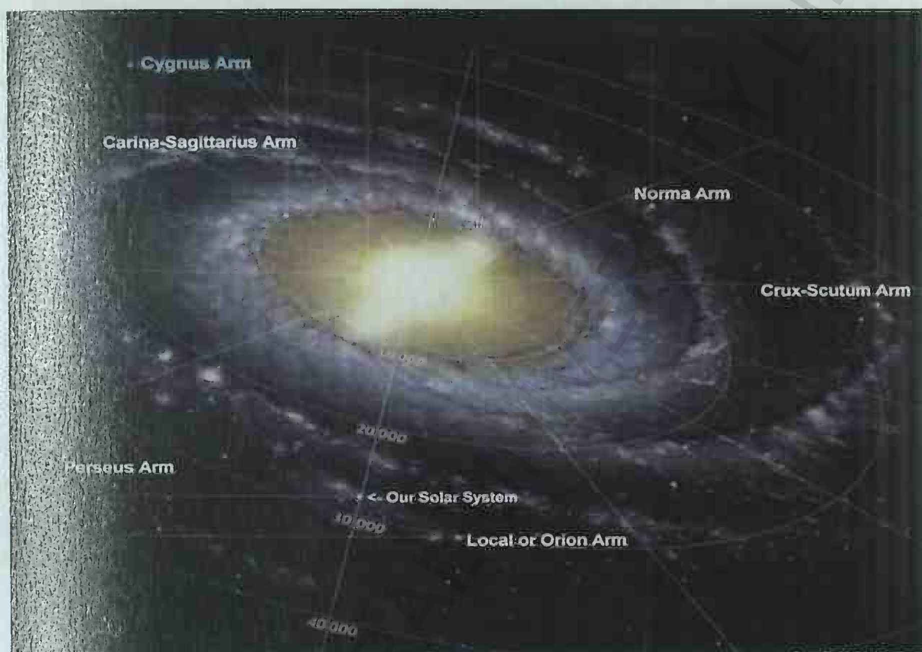


Fig.I.29. *CALEA LACTEE* - imagine artistică prezentând situarea Sistemului Solar în cadrul ***Brațului Orion / Brațul Local*** (www.google.com).

SISTEMUL SOLAR (engl. *Solar System*) (Fig.I.30) are în componență: (a) steaua centrală - Soarele, în jurul căruia orbitează cele opt planete, dintre care: (b) cele interne sau *telurice* - ***Mercur, Venus, Pământul*** și ***Marte*** - sunt cele mai apropiate de Soare și, în direcția creșterii razelor orbitale, acestea sunt separate prin intermediul unei (c) centuri de asteroizi față de planetele externe sau *joviene* (d) - ***Jupiter, Saturn, Uranus*** și ***Neptun*** - care sunt cele mai îndepărtate de astrul solar; de asemenea, în Sistemul nostru Solar mai există: (e) sateliți naturali ai acestor planete (149 cunoscuți + 24 pe cale de confirmare); (f) cinci planete pitice (***Ceres, Pluto, Haumea, Makemake*** și ***Eris***); (g) mai mult de 700.000 de asteroizi situați în centura dintre *Marte* și *Jupiter* sau în centura de

corpuri trans-neptuniene *Kuiper*; (h) mai mult de 3.500 de comete catalogate; (i) nenumărați meteoriți, praf cosmic *etc*.

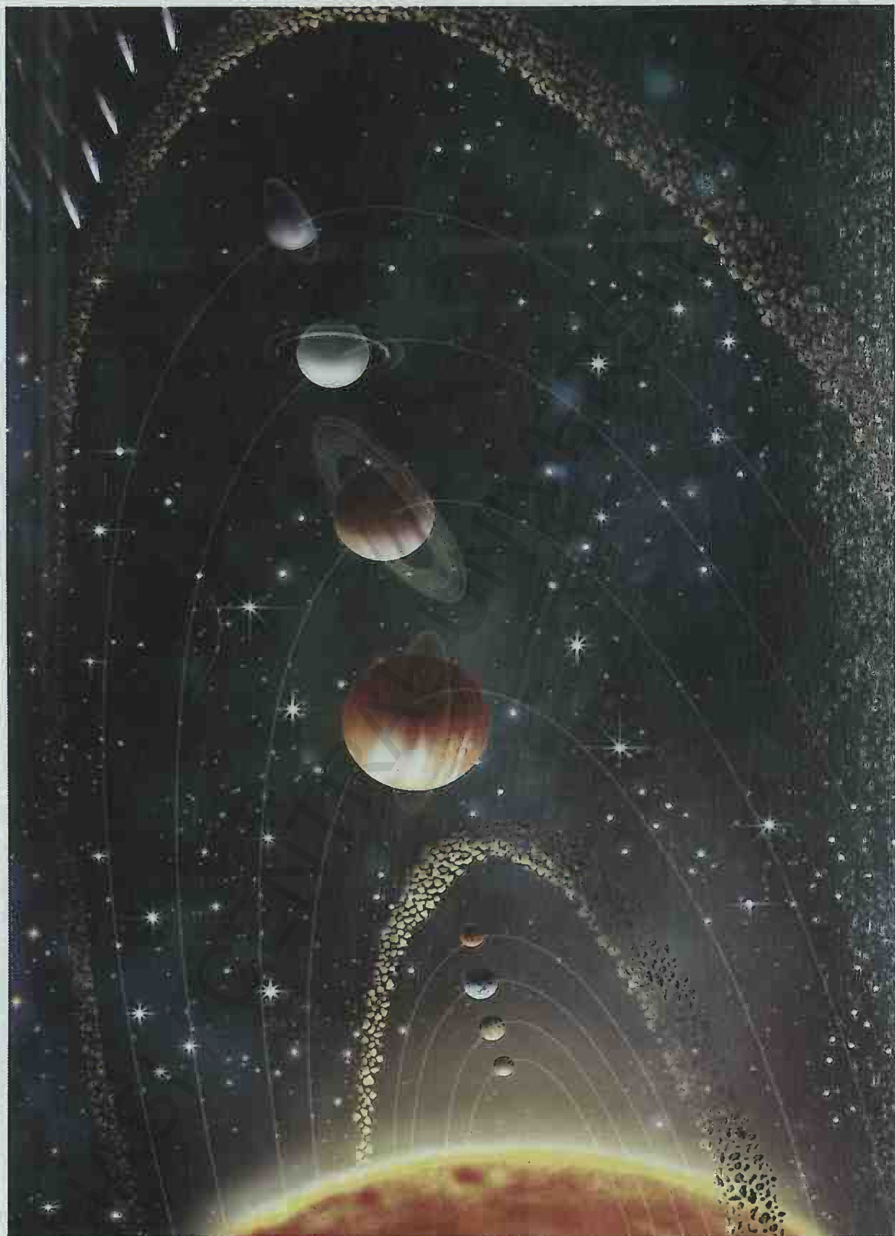


Fig.I.30. *SISTEMUL SOLAR*: Soarele și planetele *telurice*, interne: ***Mercur, Venus, Pământul*** și ***Marte***, separate prin Centura de asteroizi de planetele *joviene*, externe: ***Jupiter, Saturn, Uranus*** și ***Neptun*** - imagine artistică (www.aas.org).

La periferia Sistemului Solar se teoretizează existența unei zone externe, numite (j) *Norul Oort*, în care se presupune că există în special planetesimale de gheață, constituind sursa cometelor care se deplasează în întregul sistem.

Sistemul Solar s-a format în urmă cu 4,56 G.a., dintr-o nebuloasă pre-solară, constituită dintr-un nor gigantic de gaze și praf interstelar de densitate ridicată, localizat în *Braţul Orion* al galaxiei noastre. Acest nor molecular a intrat ulterior în colaps gravitaţional (Fig.I.31), posibil și din cauza unei unde de șoc provenind de la un eveniment de tip supernova care a avut loc undeva în apropiere. Pe măsură ce gazele și praful cosmic din constituţia nebuloasei s-au condensat, aceasta a început să se rotească din ce în ce mai rapid, concentrându-şi cea mai mare parte a materiei în zona centrală și, sub acţiunea progresivă a rotaţiei, gravitaţiei și presiunii gazelor, acest sistem s-a aplatizat, căpătând aspectul unui disc. În centrul dens şi fierbinte, presiunea hidrogenului a crescut, generând coliziuni cu frecvenţă tot mai ridicată a atomilor, încât, la temperaturi foarte ridicate, a început fuziunea nucleelor de hidrogen, care a condus la formarea heliului şi ulterior a următoarelor elemente uşoare, ceea ce arată că o stea s-a născut în centrul acestui sistem: Soarele.

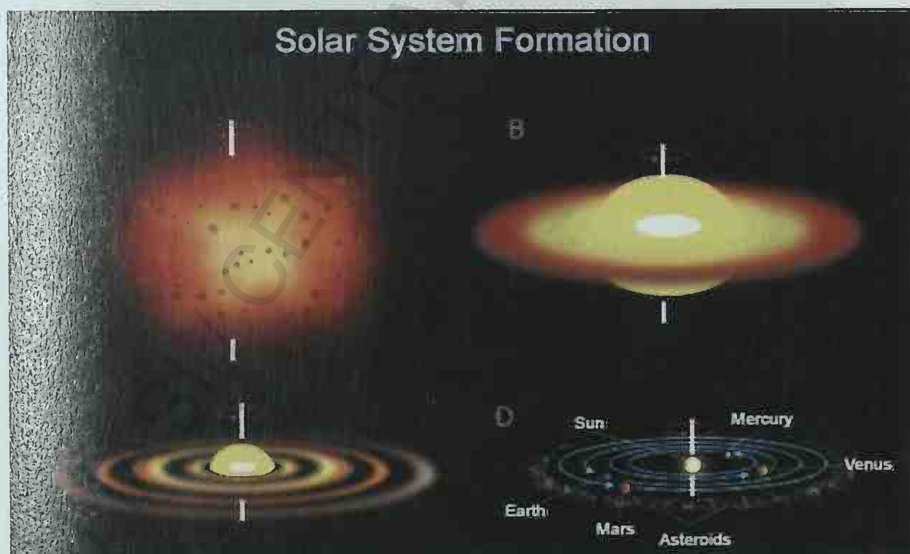


Fig.I.31. Formarea ***Sistemului Solar*** - imagini artistice (www.google.com).

Discul din jurul astrului solar central, caracterizat de o distribuţie neuniformă a materiei, a continuat să se rotească, astfel încât, în părţile sale median-externe, particulele solide ale resturilor nebuloasei aflate în mişcare au început să intre în coliziune şi, pe măsură ce acestea s-au unit în număr tot mai mare, masa lor a crescut, iar gravitaţia proprie le-a indus şi mai multe evenimente colizionale. S-au format în acest mod agregate litice sau de gheaţă, numite *planetesimale* (engl. *planetesimals*), dintre care unele au evoluat ulterior constituind planetele cunoscute astăzi ca făcând parte din Sistemul Solar. Prin urmare, acest disc poartă denumirea de *disc protoplanetar* (engl. *protoplanetary disk*) (Fig.I.32), iar procesul de formare progresivă a acestor corpuri planetare se numeşte *acreţie planetară*.



Fig.I.32. *Disc protoplanetar* - imagine artistică (www.google.com).

Corpurile de diferite dimensiuni care „au scăpat" forţelor de gravitaţie şi acreţiei planetare, precum și cele rezultate din coliziuni ale embrionilor planetari deja formați, au rămas să orbiteze în spaţiul cosmic, constituind asteroizi, meteoriţi şi comete, care, prin materialul primitiv din componenţa lor reflectă stadiile primordiale ale formării Sistemului Solar.



Fig. I.33. ***Comete*** observate de pe Pământ: **(A)** ***HALLEY*** (martie 1986) - imagine preluată de sonda *GIOTTO* (*ESA*); **(B)** ***HALE - BOPP*** (martie 1997) (www.hubblesite.org).

De aceea, studiul meteoriţilor care intră anual în atmosfera terestră, al cometelor care se apropie ocazional de orbita Pământului (***Halley*** - observată în martie 1986; ***Hale-Bopp*** - observată în martie 1997 *etc.*) (Fig.I.33), precum şi al prafului cosmic din spaţiul interplanetar (acumulat pe Pământ cu o rată de aproximativ 4.000 tone anual) furnizează informaţii impor-tante privind constituția și modul de formare a Sistemului Solar.

Meteoriții (origine: gr. *meteoros* = ridicat în aer; engl. *meteorite*) sunt fragmente solide de roci (litice) cu o componentă metalică semnificativă sau exclusivă, provenite din spațiul cosmic - cel mai probabil din zona centurii de asteroizi situată între *Marte* și *Jupiter* (dar nu numai) - și care, în deplasarea lor, intră în atmosfera terestră și ajung în cele din urmă pe Pământ (Wood, 1968; Hutchison, 2004). Masa exemplarelor cunoscute variază între sub 1g și aproximativ 66 t (***HOBA*** - Namibia, Fig.I.34), însă meteoriții de dimensiuni mari și foarte mari care produc cratere imense (numite astrobleme) la impactul cu suprafața terestră apar în ultimele milioane de ani cu o frecvență mai redusă, în timp ce majoritatea acestora au dimensiuni medii-mici (cm / m).



Fig. I.34. Meteoritul ***HOBA*** (Namibia) - cel mai mare meteorit (metalic) descoperit pe Pământ (2,7x2,7x0,9 m; aprox. 66 t).

De asemenea, trebuie menționat că unele dintre aceste corpuri se dezintegrează la intrarea în atmosferă, din cauza frecării cu aerul sau a interacțiunilor chimice cu componenții gazoși ai acestuia și astfel nu mai ajung pe Pământ (corpuri denumite generic *meteo-*

roizi). Studiul sistematic al meteoriților își are începuturile în a doua jumătate a secolului XIX, marcat de primele clasificări realizate de către G. Rose și N. Maskelyne, care au inventariat și studiat colecțiile de meteoriți ale Muzeului Universității din Berlin și respectiv cele ale British Museum din Londra.

Maskelyne (1870) este cel care a introdus prima clasificare generală a meteoriților, grupându-i în trei mari categorii, pe baza aspectului general și a structurii / texturii acestora: (a) *litici* (sau pietroși - aerolite), (b) *sideritici* (sau feroși) și (c) *lito-sideritici* (sau petro-feroși), iar Rose (1863) a realizat prima subdivizare a meteoriților litici în condritici și acondritici. Au urmat revizuiri și înbunătățiri ale acestor clasificări, realizate de către mineralogii austrieci von Tschermak (1885) și apoi Brezina (1895), iar prima clasificare concepută pe baza analizei chimice a meteoriților a fost realizată de către Farrington (1907), care a analizat chimic meteoriții sideritici.

Pornind de la aceste studii preliminare, s-a conturat prima schemă modernă de clasificare a meteoriților, realizată de către Prior (1918) și rămasă valabilă aproape jumătate de secol, fiind ulterior modificată de către Mason (1967) și apoi alți cercetători. În prezent, clasificările meteoriților reflectă progresele realizate atât în domeniul investigației fizico-chimice, cât și al explorării spațiale și descoperirii continui de noi meteoriți, axându-se pe caracteristicile chimice, mineralogice și petrografice, precum și pe compoziția izotopilor de oxigen ai acestora (Wasson, 1985; Anders & Grevesse, 1989; Kallemeyn & Wasson, 1981, 1982, 1985; Kallemeyn *et al.*, 1989, 1991, 1994, 1996; Kallemeyn & Rubin, 1995; Krot *et al.*, 2004; Weisberg *et al.*, 2006; *etc.*).

Se poate spune că deși prezența meteoriților este cunoscută și documentată de mai bine de un secol și jumătate, valoarea științifică a acestora a ajuns să fie mai bine înțeleasă doar în ultimele decade, conducând la studii de detaliu cu impact deosebit în domeniul cercetării constituției și dinamicii interne a corpurilor planetare și în cosmocronologie și geocronologie. Astfel, urmărind una dintre schemele actuale de clasificare a meteoriților, se observă o divizare mai avansată a acestora în următoarele grupuri: (a) *meteoriți nediferențiați* (*condrite* - în sens larg), (b) *meteoriți diferențiați* (*acondrite*) și (c) *acondrite primitive* - cu o poziție într-o oarecare măsură intermediară între primele două grupuri; caracteristicile și subdivi-

ziunile acestor categorii sunt prezentate pe scurt în cele ce urmează.

A) **Meteoriții nediferențiați**, numiți frecvent și **condrite** (engl. *chondrites*), datorită texturii lor specifice, marcată de prezența condrulelor (engl. *chondrules* ← gr. *khondros* = sfere, granule) (Fig.I. 35) - deși, nu toate tipurile de condrite conțin efectiv condrule, denumirea rămânând astfel una generică. Condritele reprezintă cei mai numeroși meteoriți descoperiți pe Pământ, constituiți din aglomerări de condrule, agregate de olivină, incluziuni bogate în calciu și aluminiu (engl. Ca-Al-*rich Inclusions, CAI*), Fe-Ni nativ și o matrice fin-granulară. Condrulele sunt formațiuni sferoidale cu dimensiuni de la câțiva micrometri la câțiva milimetri, constituite majoritar din silicați de Fe și Mg: piroxeni (enstatit, bronzit, hipersten) și olivine și de asemenea, uneori, feldspați plagioclazi, precum și mici cantități de minerale accesorii. O altă caracteristică definitorie a condritelor este faptul că ele provin din obiecte cosmice (asteroizi și posibil, comete) care nu au suferit procese de diferențiere planetară, astfel încât, compozițiile lor chimice globale nu sunt fracționate comparativ cu cea solară (cu excepția elementelor foarte volatile) (*a se vedea mai jos*). Se consideră că mare parte dintre constituenții condritelor s-au dezvoltat ca obiecte independente în cadrul discului protoplanetar, sub acțiunea proceselor de temperatură înaltă, precum condensarea și evaporarea (Ebel, 2006). Prin urmare, chimismul primitiv al condritelor, similar *grosso modo* cu cel al materiei interstelare le conferă acestora calitatea de "martori" ai fenomenului de condensare primordială a nebuloasei pre-solare - de aici și importanța deosebită pe care o au pentru studiile de cosmogeneză și modelare astrofizică. Dintre criteriile de clasificare a condritelor menționăm: compoziția mineralogică, abundența și modul de distribuție a fierului, mărimea condrulelor și raportul condrule / matrice *etc.*; pe baza acestora, condritele se subdivid în trei clase principale: a) *condrite enstatitice*, b) *condrite comune* și c) *condrite carbonatice*, fiecare dintre acestea având un număr variabil de grupe și subgrupe.

■ ***Condritele enstatitice (E)*** (engl. *Enstatite Chondrites*) - sunt condritele care s-au format în condiții foarte reducătoare ale nebuloasei pre-solare, iar enstatitul $MgSiO_3$ este principalul mineral silicatic din constituția condrulelor; de asemenea, fierul este prezent sub formă metalică nativă Fe, asociat cu Ni, sau în sulfuri (dintre acestea, unele sunt rare și întâlnite doar la acest grup de condrite). În funcție de nivelul de conținut al fierului (ridicat: engl. *high* - H și scăzut: engl. *low*

- L), condritele enstatitice *E* sunt subdivizate în două grupe: ***EH*** și ***EL***, iar compoziția fazei sulfuroase conținând Mg, Fe, Mn este cea care face distincția între acestea: condritele *EH* conțin *niningerit* (Mg,Fe,Mn)S și alte sulfuri alcaline, în timp ce condritele *EL* conțin *alabandină* MnS (Lin & El Goresy, 2002).

■ ***Condritele comune*** sau ***ordinare (O)*** (engl. *Ordinary Chondrites*) - sunt condritele cele mai răspândite și reprezintă mai mult de 85% dintre căderile de meteoriți observate. Aceste condrite sunt caracterizate de o abundență ridicată a condrulelor de dimensiuni mari (milimetrice), cu texturi și compoziții mineralogice variate - în principiu, sunt constituite dintr-o mixtură de minerale silicatice și fier metalic (o compoziție apropiată de cea a unui peridotit cu fier nativ). Pe baza abundenței elementelor siderofile în general și a nivelului de conținut al fierului metalic, precum și al raportului Fe^0 / FeO, condritele *O* sunt clasificate în trei grupe: ***H, L*** și ***LL*** (Sears *et al.*, 1991) (Fig.I.35.A).

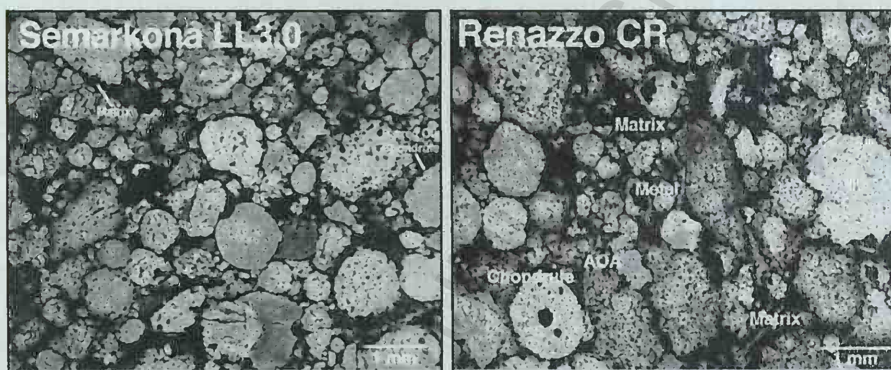


Fig.I.35. (A) Condritul ***SEMARKONA*** - condrit comun, din grupa ***LL***; (B) Condritul ***RENAZZO*** - condrit carbonatic de tip ***CR*** (imagini la microscop, în lumină plan-polarizată) (Weisberg *et al.*, 2006).

■ ***Condritele carbonatice (C)*** (engl. *Carbonaceous Chondrites*) - sunt condritele constituite din condrule (mai puțin prima grupă, *CI*) de diferite dimensiuni și care nu au în constituție fier metalic sau sulfuric, ci doar fixat în minerale silicatice și în oxizi. Condritele care prezintă în linii mari aceleași tendințe ale nivelului conținuturilor de elemente litofile refractare și ale izotopilor de oxigen sunt dispuse în opt grupe distincte: ***CI*** (de tip *Ivuna* - Tanzania), ***CM*** (de tip *Mighei* - Ukraina), ***CO*** (de tip *Ornans* - Franța), ***CV*** (de tip *Vigarano* - Italia), ***CK*** (de tip *Karoonda* - Australia), ***CR*** (de tip *Renazzo* - Italia) (Fig.I.35.B), ***CB*** (de tip *Bencubbin* - Australia) și ***CH*** (H - conținut ridicat de Fe); la acestea se mai adaugă încă două tipuri distincte de condrite: condritele ***R*** (de tip *Rumuruti* - Kenya) și condritele ***K*** (de tip *Kakangari* - India). Dintre acestea, tipul *CI* constituie un grup mai special, care nu prezintă condrule și nici *CAI* în constituție, în schimb au un conținut semnificativ de apă și hidrocarburi poliaromatice. Acest grup este considerat a avea compoziția cea mai primitivă, respectiv, cea mai apropiată de compoziția estimată în prezent pentru fotosfera Soarelui (*a se vedea mai jos*). Unul dintre cei mai cunoscuți și studiați meteoriți din lume, ***ALLENDE*** (Fig.I.36), este clasificat ca un condrit carbonatic de tip *CV*.



Fig.I.36. Fragmente ale meteoritului *ALLENDE*, căzut în apropierea localității Allende din Mexic, în 1969 (**A**) - imagine Chip Clarke, Smithsonian Institution; (**B**) - imagine Brian Mason, Smithsonian Institution, Washington, D.C., S.U.A.).

B) Meteoriții diferențiați, numiți și **acondrite** (engl. *achondrites*) sunt meteoriții derivați din asteroizi și corpuri planetare care au suferit procese de diferențiere, cu formarea unui nucleu și a unui înveliș de tip manta / crustă. Inițial, denumirea de *acondrite* s-a aplicat doar categoriei de meteoriți litici care nu prezintă condrule în constituție. În prezent, denumită mai cuprinzător *meteoriți diferențiați*, această categorie include atât meteoriții litici, cât și pe cei litosideritici și sideritici care au înregistrat procese de topire și recristalizare în cadrul corpurilor cosmice parentale. Drept urmare, acești meteoriți reprezintă topituri, topituri parțiale, reziduuri de topire *etc.*, având diferite structuri, texturi și compoziții mineralogice care indică proveniența acestora în urma unor procese de diferențiere magmatică. De aceea, majoritatea acestor meteoriți au aspect de roci magmatice sau de brecii cu fragmente magmatice, care constituie în general relicte ale proceselor de separare planetară. Acondritele cuprind mai multe grupe, prezentate pe scurt după cum urmează (Weisberg *et al.*, 2006): a) angrite; b) aubrite; c) HED: howardite - eucrite - diogenite; d) mezosiderite; e) pallasite; f) meteoriți proveniți de pe Lună; g) meteoriți proveniți de pe Marte; h) meteoriți sideritici.

- ***Angritele*** (engl. *Angrites*) constituie un tip aparte și enigmatic de meteoriți, cu compoziție generică asemănătoare cu cea a bazaltelor terestre, însă cu mineralogie neobișnuită, marcată de dominanța unui piroxen rar, *fassaitul*, bogat în Ca - Al - Ti (Mittlefehldt *et al.*, 1998; Keil, 2012).
- ***Aubritele*** (engl. *Aubrites*) sunt acondrite cu enstatit (Fig.I.37.A), ceea ce le apropie de condritele enstatitice, însă au cristalizat într-un mediu magmatic

extrem de reducător, propice formării unor minerale rare sau unice, precum *oldhamitul* (Ca,Mg)S, care nu se găsește pe Pământ (Wheelock *et al.*, 1994).

■ Grupul ***HED*** (engl. *Howardites - Eucrites - Diogenites*) este reprezentat de acondrite cu chimism de tip bazaltic și aspect în general breciat, generat de fenomene de impact. Similaritatea caracteristicilor petrologice și geochimice ale howarditelor, eucritelor (Fig.I.37.B) și diogenitelor le grupează în aceeași categorie, indicând o sursă parentală comună a acestora și anume, asteroidul *4 Vesta* (Mittlefehldt *et al.*, 2014).



Fig.I.37. ***Acondrite***: (**A**) ***Aubrit***; (**B**) ***Eucrit***
(Arizona State University Collection, S.U.A.).



Fig.I.38. ***Pallasite***: (**A**) Agregat; (**B**) În secțiune
(Aerolite Collection, S.U.A.).

■ ***Mezosideritele*** (engl. *Mesosiderites*) sunt meteoriți acondritici de tip lito-sideritic, care au aspect breciat și sunt constituiți din proporții aproximativ egale de silicați și de compuși metalici reprezentați de Fe-Ni și troilit FeS. Clastele minerale sunt constituite din ortopiroxeni, olivină și plagioclazi, în timp ce clastele litice provin din bazalte, gabbrouri, piroxenite și uneori, dunite și anortozite (Scott *et al.*, 2001).

■ ***Pallasitele*** (engl. *Pallasites*) sunt tot acondrite de tip lito-sideritic, care conțin olivină în proporții de 35-85 % și compuși metalici de tip Fe-Ni și troilit FeS - această definiție a fost aplicată grupului principal al acestei categorii, în timp ce celelalte trei grupe nu corespund acestei definiții decât din punct de vedere descriptiv, ceea ce indică o sursă cosmică diferită (Buseck, 1977) (Fig.I.38). În ansamblu, mesosideritele și pallasitele, prin caracterul lor lito-sideritic, sunt

considerate ca provenind din zonele de separare nucleu / manta specifice asteroizilor parentali diferențiați.

■ ***Meteoriții de proveniență lunară*** (engl. *Lunar Meteorites*) sunt clasificați în funcție de textura și compoziția lor chimică și petrografică, având în general caracter de roci breciate care provin din zonele înalte (anortozite), precum și din cele de *mare* (bazalte) de pe Lună (Papike *et al.*, 1998).

■ ***Meteoriții de proveniență marțiană*** (engl. *Mars Meteorites*), denumiți și ***SNC*** după grupele de acondrite ale acestei categorii, *shergottite - nakhlite - chassignite*, prezintă o compoziție isotopică a oxigenului care este specifică acestor specimene, indicând sursa lor comună. Mai mult, compoziția izotopică a gazelor din incluziunile vitroase produse de impact ale acestor meteoriți este similară cu cea a probelor prelevate de către misiunile *NASA Viking* (1 & 2) din atmosfera planetei Marte, demostrându-le astfel apartenența marțiană (McSween, 2002).

■ ***Meteoriții sideritici*** (engl. *Iron meteorites*) constituie o categorie importantă de meteoriți, constituiți aproape integral din Fe-Ni sub forma mineralelor *kamacit* α-FeNi și *taenit* γ-FeNi (Fig.I.39.A); mai pot conține cantități reduse de troilit FeS, grafit C și *schreibersit* $(Fe,Ni)_3P$. Se consideră că acești meteoriți provin din nucleul diferențiat al asteroizilor sau planetoizilor parentali, iar clasificările acestora s-au realizat inițial pe baza structurii lor metalice (de exemplu, structura *de tip Widmanstäten*, descoperită încă de la începutul secolului XIX - Fig.I.39.B). Clasificările moderne au în vedere compoziția chimică, bazată pe nivelul conținutului de Ni și de asemenea pe a celor de galiu Ga și germaniu Ge, care sunt cele mai volatile elemente siderofile din acești meteoriți, cu o puternică tendință de fracționare în cursul proceselor nebulare. În general, meteoriții sideritici se clasifică în 12 grupe: IAB, IC, IIAB, IIC, IID, IIE, IIIAB, IIICD, IIIE, IIIF, IVA, IVB plus o grupă nesistematizată (Weisberg *et al.*, 2006).

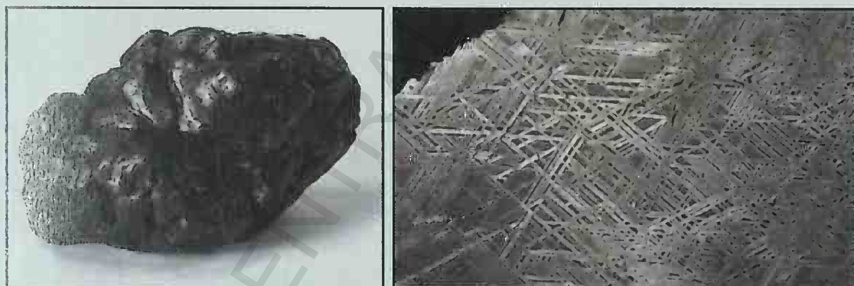


Fig.I.39. ***Kamacit*** și ***taenit***: (**A**) în meteoritul sideritic *Nandan* (China); (**B**) structură *de tip Widmanstäten* în kamacit din meteoritul *Carlton* (Texas, S.U.A.). (www.britannica.com).

C) Acondritele primitive (engl. *Primitive Achondrites*) - sunt meteoriții cu o poziție intermediară între condrite și acondrite, în sensul că prezintă texturi care sugerează faptul că au suferit procese de topire și recristalizare, specifice meteoriților diferențiați, însă au caracteristici petrologice și chimice apropiate de cele ale condritelor, din care s-au format (Prinz *et al.*, 1983). Acondritele primitive au fost divizate în cinci grupe denumite: *ureilite, brachinite,*

acapulcoite, lodranite, winonaite, precum și două grupe desemnate IAB și IIICD.

Ca o concluzie finală asupra studiului meteoriților, se poate spune că o cunoaștere aprofundată a acestor "călători" prin spațiul cosmic ne ajută să înțelegem mai bine Sistemul Solar și obiectele cosmice din componența acestuia și de asemenea, deși pare paradoxal, ne ajută să cunoaștem mai bine Pământul. Un prim aspect esențial al acestor studii este faptul că unii meteoriți - condritele carbonatice - prezintă o compoziție chimică extrem de similară cu cea a Soarelui (mai exact, a fotosferei sale).

SOARELE (lat. *sol, solis*; engl. *Sun*), astrul central al Sistemului Solar, este o stea galbenă cu magnitudine şi dimensiuni medii, aparţinând clasei spectrale G2 și având o luminozitate aproximativă de $4 \cdot 10^{33}$ erg/s, raza de 695.508 km și masa de $2 \cdot 10^{30}$ kg. Important este faptul că această masă reprezintă de fapt 99,87 % din masa întregului Sistem Solar și doar o fracțiune extrem de redusă a acestuia este atribuită planetelor (dintre care unele sunt gigantice!), sateliților, asteroizilor și celorlalte obiecte cosmice din acest sistem. Prin urmare, Soarele concentrează aproape toată materia Sistemului nostru Solar și prin extensie, materia nabuloasei pre-solare din care s-a format și respectiv a discului protoplanetar; așadar, compoziția chimică solară poate fi considerată o compoziție medie a acestui sistem. Compoziția chimică a Soarelui, ca și cea a altor stele din galaxia noastră, precum și din Univers, este estimată pe baza analizelor spectrale realizate asupra acestora. Structura internă a Soarelui relevă prezența de la interior spre exterior a următoarelor entități: *nucleul* (cu temperaturi de cca. 15.000.000°C, care susțin reacțiile de fuziune termonucleară de ardere a hidrogenului la heliu), *zona radiativă* (care reflectă transportul prin radiație al energiei generate în nucleu spre exterior), *zona convectivă* (cu temperaturi de aproximativ 2.000.000°C, în care au loc mișcări de convecție a plasmei către suprafață), *fotosfera* (cu o grosime de cca. 500 km și temperaturi de aproximativ 5.500°C - partea sa exterioară constituie așa-numita suprafață a Soarelui) și *"atmosfera" solară* (constituită din *cromosferă* și *coroană*) (www.nasa.gov) (Fig.I.40). ***Fotosfera*** - sau partea vizibilă a Soarelui - este suprafața unde are loc radiația energiei solare către exterior, inclusiv sub formă luminoasă (fotoni). Această suprafață nu este una solidă, ca la planetele Sistemului Solar, ci reprezintă limitele stratului gazos extern al stelei solare. Datorită temperaturilor și presiunilor sale mult mai scăzute decât cele din nucleul solar, fotosfera nu este afectată de procesele de fuziune nucleară și prin urmare, în prezent este larg acceptată ideea că aceasta reprezintă compoziția chimică medie a Soarelui; pentru calcularea compoziției medii *inițiale* a Soarelui, se aduc unele corecții asociate proceselor care s-au derulat între timp, *i.e.* dezintegrarea radioactivă a izotopilor, difuzia elementelor chimice grele din fotosferă în interiorul zonei de convecție *etc.* (Lodders, 2010).

Ideea analizării paralele a compoziției globale a fotosferei solare și a condritelor cu compoziție primitivă a pornit de la premiza că niciuna dintre aceste două surse nu prezintă fenomene de fracționare chimică și fizică - bineînțeles, cu excepția pierderii elementelor foarte volatile din meteoriți. Analizele chimice au dovedit, în particular, o corespondență uimitoare a compoziției fotosferei solare cu cea a condritelor carbonatice de tip *CI* (Ivuna), considerate cele mai primitive corpuri cosmice din Sistemul Solar, din punct de vedere al compoziției chimice.

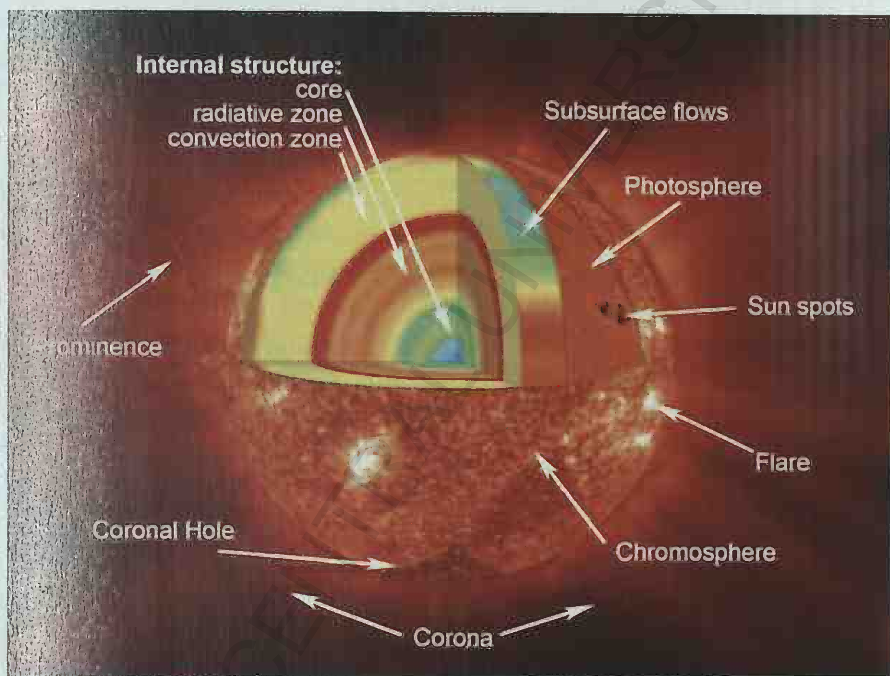


Fig.I.40. Structura ***SOARELUI***: (a) internă: nucleu, zonă radiativă, zonă de convecție și (b) externă: fotosferă, cromosferă și coroană (www.nasa.gov).

Astfel, s-au găsit conținuturi similare sau aproape identice ale elementelor refractare Al, Si, Mg, Ca, Fe, ale elementelor calcofile Cu, Zn, Ag, Ni, Pb, S *etc.*, pentru metalele alcaline (cu excepția Li) și alcalino-pământoase, pentru halogeni și pământurile rare *REE*; nu s-au corelat conținuturile elementelor volatile reprezentate de H, C, O, N și gazele nobile (Anders & Grevesse, 1989; Aspland *et al.*, 2009) (Fig.I.41). Practic, această similitudine chimică a condritelor

carbonatice de tip *CI* și a fotosferei solare, constituie fundamentul conceptual al cosmochimiei moderne (Ozima *et al.*, 2012).

***

În încheierea acestui capitol privind formarea și evoluția Universului și a Sistemului Solar, o retrospectivă asupra nucleosintezei elementelor chimice în general și a abundențelor cosmice ale acestora, arată că în stadiul actual al cunoaşterii acestor procese, se consideră că în afara hidrogenului H, heliului He (precum şi a unor cantităţi reduse de elemente uşoare ca: litiul Li, beriliul Be şi borul B), care au fost generate în timpul evenimentului declanșator primordial *Big Bang*, toate celelalte elemente chimice cu mase atomice mai mari s-au format prin procese de nucleosinteză în interiorul stelelor cu diferite niveluri de masă şi energie.

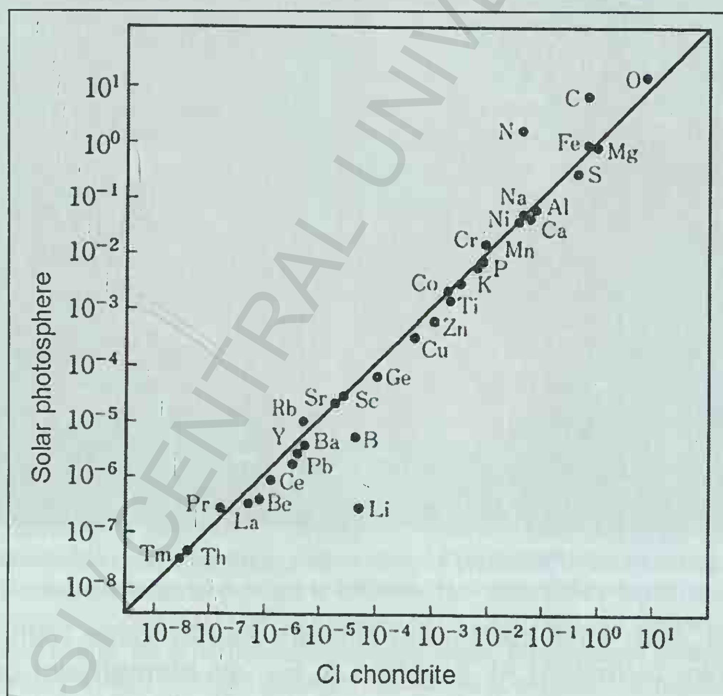


Fig.I.41. Abundențele elementelor chimice din fotosfera solară *vs.* cele din meteoriții condritici carbonatici de tip *CI* (Anders & Grevesse, 1989; Aspland *et al.*, 2009).

Elementele chimice formate prin procese nucleare stelare, dispersate în spaţiul interstelar şi intergalactic în urma evenimentelor

de tip supernova, „împrospătează” episodic compoziţia chimică a gazelor şi prafului cosmic, care este încorporat în nebuloase ce duc la naşterea a noi generaţii de corpuri stelare şi planetare. Studii estimative asupra abundenţelor cosmice ale elementelor chimice au fost realizate de-a lungul timpului de numeroşi autori, la începuturi remarcându-se fizicianul norvegian **Victor Moritz Goldschmidt**, (1888-1947) ”părintele” geochimiei, fizicianul austriac **Hans Suess** (1909-1993), chimistul american **Harold Urey** (1893-1981; Premiul Nobel pentru Chimie în anul 1934) și mulți alții. Primele modele ale abundenţelor cosmice ale elementelor chimice realizate de către aceşti autori (Goldschmidt, 1937; Suess & Urey, 1956) au fost revizuite ulterior și prin consi-derarea compoziției meteoriților condritici carbonatici ca o sursă viabilă de determinare a conținuturilor unor elemente chimice, în special refractare.

Un model actual (Lodders, 2010) este prezentat în Figura I.42, indicând o supremaţie cantitativă a hidrogenului H, urmat de heliu He şi apoi, de o succesiune descrescătoare a celorlalte elemente chimice în sensul creşterii numărului atomic; se remarcă poziţia izolată a litiului Li, beriliului Be şi borului B, caracterizate de abundenţe mult reduse faţă de elementele vecine din Sistemul Periodic, cauzate de fragilitatea acestor nuclei care facilitează distrugerea lor în cadrul proceselor stelare.

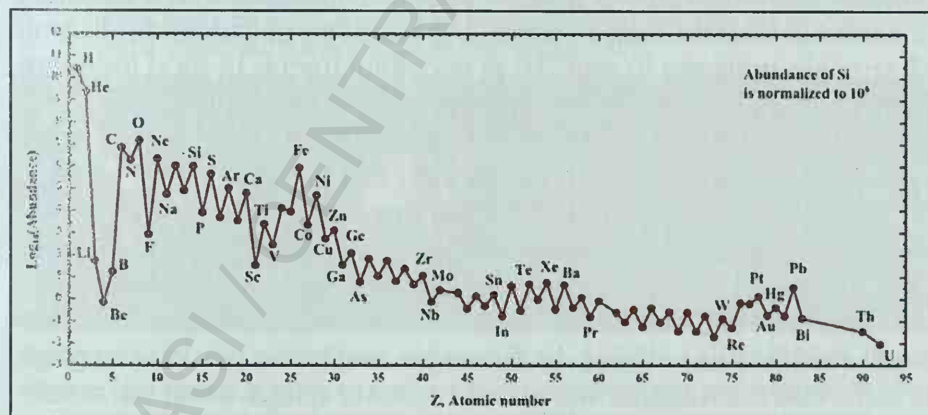


Fig.I.42. Abundenţele cosmice ale elementelor chimice (după Lodders, 2010).

CAPITOLUL II
PĂMÂNTUL -
FORMAREA și CARACTERISTICILE SALE

II.1. FORMAREA PĂMÂNTULUI

Pământul (origine: gr. *gē*, *gēos*; lat. *terra*; engl. *Earth*), ca planetă a Sistemului Solar, s-a format urmând linia evolutivă prezentată anterior, iar vârsta sa a fost estimată la 4,567 G.a., la fel ca și cea a restului Sistemului Solar. În cursul evoluţiei sale, structura şi compoziţia chimică a materiei terestre au suferit modificări complexe, care au condus la conturarea celor trei mari geosfere cunoscute astăzi: nucleul, mantaua şi crusta.

După cum s-a menționat anterior, cea mai acceptată teorie asupra formării Pământului și a celorlalte planete telurice din Sistemul Solar constă din unificarea a două concepte: (a) inițierea **condensării norului molecular** din nebuloasa primordială, cu prefigurarea discului protoplanetar, în centrul căruia s-a format Soarele, urmată apoi de (b) **acreția particulelor solide** din zonele median-externe ale discului, conducând la formarea planetesimalelor. Un prim model de evoluție a nebuloasei pre-solare în direcția formării primelor planetesimale și a fixării unei fracțiuni gazoase a acesteia în interiorul acestor corpuri solide s-a bazat pe calculele de dinamică spațială realizate în anii `70 ai secolului trecut, în mod independent, de către oameni de știință din diferite părți ale lumii: Safronov (1969) în *ex*-U.R.S.S.; Kusaka *et al.* (1970) și Hayashi *et al.* (1977) în Japonia; Goldreich & Ward (1973) în S.U.A.

În ceea ce privește interacțiunea gravitațională a planetesimalelor, evoluția colizională a acestora și finalmente, formarea planetelor Sistemului Solar, cunoștințele noastre actuale se datorează în mare parte primelor modele computerizate realizate de către Wetherill (1980; 1990; 1994), la *Carnegie Institution* din Washington, S.U.A. Astfel, simulările numerice realizate astăzi arată că aceste procese au fost esențialmente de natură stochastică și că pentru aceeași valoare a masei Sistemului Solar și un număr divers de embrioni planetari, pot rezulta mai multe configurații planetare posibile, cea a Sistemului nostru Solar nefiind decât una dintre acestea (Chambers, 2001). Evenimentele colizionale ale numeroaselor proto-planete formate și captura gravitațională a corpurilor de dimen-

siuni mai mici de către cele mai masive au culminat la aproximativ 40 M.a. după începutul formării Pământului, cu un impact de proporții catastrofice. Această ipoteză, denumită *Ipoteza impactului gigantic* (engl. *Giant Impact Hypothesis*), sugerează că proto-Pământul aflat încă în creștere acreționară a fost lovit de un corp impactor de mari dimensiuni, probabil de mărimea actualei planete *Marte*. Ca o consecință a coliziunii gigantice, energia dezvoltată a avut un nivel uriaș, astfel încât ambele corpuri planetare au suferit procese intense de topire care au durat timp îndelungat. De asemenea, cantități enorme de materiale ejectate, provenind de la ambele corpuri planetare, au fost proiectate în spațiu și, sub efectul gravitației terestre, au orbitat un timp în jurul Pământului, iar în cele din urmă s-au aglomerat acreționar, formând satelitul acestuia, Luna (Canup, 2004).

Această ipoteză, care se pare că a câștigat teren în opiniile comunității științifice (corpul impactor ipotetic a fost denumit generic *Theia*, după titanida cu același nume, mamă a zeiței *Selene* / Luna, din mitologia greacă), presupune un impact oblic asupra Pământului, ceea ce ar fi indus înclinarea observată în prezent a axei polilor față de perpendiculara la planul ecliptic (aproximativ 23.4°). De asemenea, se pare că impactul ar fi imprimat Pământului o viteză de rotație mai rapidă (altfel, acesta ar fi avut foarte probabil o viteză și respectiv o perioadă de rotație asemănătoare celei a planetei Venus - 243 zile *vs.* 24 ore).
În acest mod, se poate considera că episodul formării Lunii este parte integrantă a procesului de evoluție a discului protoplanetar, contribuind astfel la structurarea Sistemului Solar și în mod particular, a Pământului (Fig.II.1). Trebuie menționat, însă, faptul că există și alte opinii asupra formării Lunii, prin alte procese decât cel al impactului planetar gigantic (Stevenson, 1987).



Fig.II.1. *Ipoteza impactului gigantic* - la cca. 40 M.a. după formarea Pământului - care se pare că a condus la formarea Lunii și inducerea înclinării axei polilor tereștri față de perpendiculara la planul ecliptic - imagini artistice (www.bookofresearch.com).

Înainte de a detalia compoziția Pământului și structura sa internă, sunt necesare câteva precizări cu privire la modul în care a avut loc diferențierea materialului terestru și formarea nucleului și a mantalei, crusta conturându-se ulterior, prin topirea parțială a celei din urmă. În primul rând, această structură concentrică s-a dovedit

a fi caracteristică și altor planete din Sistemul Solar, manifestându-se în general printr-o creștere în densitate a stratelor succesive, pe măsura înaintării către centrul planetei. Totuși, indiferent de algoritmul de calcul utilizat pentru modelarea structurii interne a acestor planete pe baza datelor de explorare spațială, se pare că de fapt, nu există două planete identice în Sistemul Solar. Aceasta se explică prin diferențele compoziționale majore identificate, care, în același timp indică și o zonare față de Soare, evidențiată de existența grupului intern al planetelor telurice (*Mercur, Venus, Terra* și *Marte*) - solide, cu compoziție litică, dimensiuni mici și densitate ridicată și a grupului extern al planetelor joviene (*Jupiter, Saturn, Uranus* și *Neptun*) - constituite majoritar din gaze și având dimensiuni mari și densitate redusă.

La toate planetele Sistemului Solar se manifestă o diminuare a temperaturii la suprafață sau la suprafața atmosferei acestora, pe măsura îndepărtării de Soare (cu excepția lui *Venus*, care prezintă o temperatură superficială superioară celei a lui *Mercur*, datorată prezenței atmosferei sale dense, constituită din CO_2 și vapori de acid sulfuric H_2SO_4 - cu efect de seră). Aceste aspecte ar putea fi explicate prin existența primordială a unei zonări termice în cadrul discului protoplanetar însuși, în etapele de început ale acreției planetare: temperaturi mai ridicate în zonele mediane apropiate de centru și mai scăzute în zonele periferice. În acest mod, planetele joviene gigantice formate la periferia discului protoplanetar, având temperaturi foarte joase (-140° până la -250°C), au favorizat solidificarea azotului și metanului sub formă de gheață și în plus, datorită depărtării de Soare și a scăderii corespunzătoare a intensității vântului solar, au reușit să rețină aproape în totalitate hidrogenul și heliul promordial; și-au constituit astfel o compoziție preponderent gazoasă și dispersată într-un volum mare. Prin comparație, planetele telurice au evoluat în zonele median-interne ale discului, caracterizate de temperaturi ridicate (500° până la 1000°C), permițând solidificarea silicaților și a metalelor, în timp ce majoritatea elementelor rămase în stare gazoasă au fost antrenate de vântul solar și îndepărtate; au rezultat astfel, pentru aceste planete, constituții preponderent litice, considerate *grosso modo* la nivelul discului protoplanetar ca un reziduu silicatic-metalic al ansamblului gazos specific planetelor gigantice.

În ceea ce privește diferențierea planetară terestră, există două ipoteze importante dezvoltate de cercetători pe baza calculelor termodinamice, încă de la începutul anilor ´40 ai secolului trecut și care au ca punct de pornire procesul de acreție planetară, considerând: (a) acreția omogenă; sau (b) acreția eterogenă. Prima ipoteză presupune o **acreție omogenă** (Urey, 1952; Birch, 1965; Ringwood, 1979 *etc.*), prin intermediul căreia, planeta noastră s-a format prin captură și acreție progresivă a unui material cosmic omogen, care apoi s-a diferențiat de manieră secundară în nucleu și manta, ulterior survenind degazeificarea mantalei, cu formarea atmosferei terestre. A doua ipoteză, cea a **acreției eterogene** (Eucken, 1944; Turekian & Clark Jr., 1969; Anders, 1971; Wänke, 1981 *etc.*), presupune o acreție inițială a materialelor grele, condensate mai întâi, urmată de acreția celor mai ușoare, constituindu-se astfel încă de la începuturi o structură planetară zonată, caracterizată de delimitarea nucleului față de manta. Chiar dacă se pare că mulți cercetători tind să accepte prima ipoteză, în realitate, ambele ipoteze prezintă o serie de aspecte care nu pot fi argumentate științific în mod satisfăcător și în esență, se dovedesc a fi prea simpliste pentru a putea explica acest fenomen extrem de complex. Multe dintre modelele moderne de diferențiere planetară (Drake & Righter, 2002; Wood *et al.*, 2006; Stevenson, 2008 *etc.*) consideră că aceasta nu s-ar fi realizat printr-un singur proces, ci printr-o succesiune complexă de evenimente de natură fizico-chimică. În acest sens, o idee foarte acceptată astăzi este aceea care combină într-o oarecare măsură cele două ipoteze și anume, că nucleul terestru ar fi început să se diferențieze înainte ca procesul de acreție planetară să se fi definitivat.

Studiile asupra acreției terestre arată că este foarte probabil ca planetesimalele pre-terestre, ajunse la o anumită mărime, să fi avut energie și respectiv temperatură suficient de ridicată pentru a-și induce o topire intensivă, soldată cu segregarea componenților metalici față de cei silicatici. Prin urmare, mare parte dintre aceste planetesimale au avut probabil un nucleu metalic diferențiat sau în curs de diferențiere. În decursul etapelor de creștere acreționară a Pământului, aceste planetesimale de diferite dimensiuni au intrat în coliziune cu proto-Pământul, aducându-și aportul de material cu diferite compoziții chimice, dar în principiu deja diferențiat, generând la impact episoade de topire extinsă, cu formarea în mod

repetat a așa-numitului *ocean de magmă* (engl. *magma ocean*), care se pare că ar fi putut avea adâncimi între 750-1.100 km (Li & Agee, 1996). În aceste condiții, nucleele metalice ale corpurilor impactante s-au reechilibrat cu mantaua silicatică, extrăgând elementele siderofile și concentrându-le în nucleul terestru în curs de formare (Rubie *et al.*, 2007). Acest scenariu este omolog celui dezvoltat prin studiul meteoriților sideritici (*a se vedea Cap.I*) și argumentează ipoteza conform căreia Pământul și-ar fi derulat fazele finale ale diferențierii nucleului față de manta în cadrul unui ultim episod de topire masiv, generat de impactul meteoritic gigantic care a condus la constituirea sistemului Pământ - Lună.

Datările radiometrice cu ^{182}Hf /^{182}W au arătat că acreția terestră a fost un proces mult mai rapid decât s-a considerat inițial, care a început cu 4,567 G.a. în urmă și s-a derulat pe un interval de doar câteva zeci de milioane de ani. În acest sens, decisivă a fost obținerea de către cercetători a unei vârste a diferențierii nucleului față de manta, estimată la 30-40 M.a. după formarea Sistemului Solar (Kleine *et al.*, 2002; Schoenberg *et al.*, 2002; Yin *et al.*, 2002). Acest fapt implică și formarea Lunii cu aproximație în același interval și, chiar dacă se presupune că Pământul a mai fost impactat și ulterior de alte planetesimale, acestea nu au mai avut consecințe atât de importante și se consideră că în perioada următoare a avut loc definitivarea acreției terestre și a formării Pământului ca planetă, plasată în esență la aproximativ 4,500 G.a.

Datările radiometrice au fost realizate cu ajutorul izotopilor ^{182}Hf /^{182}W, pornind de la ideea comportamentului geochimic diferit al elementelor incompatibile hafniu Hf și wolfram W în cadrul topiturilor magmatice. Astfel, afinitatea geochimică puternică a wolframului pentru fier, face ca atunci când are loc segregarea fierului față de faza silicatică, wolframul să se concentreze în nucleul metalic, în timp ce hafniul rămâne în reziduul silicatic - altfel spus: raportul Hf / W va avea valori ridicate în mantaua silicatică și extrem de reduse în nucleul de fier.
Această fracționare a Hf și W între manta și nucleu afectează și evoluția ulterioară a izotopilor acestor elemente, în sensul că izotopul radiogenic ^{182}W, rezultat în urma dezintegrării radioactive a ^{182}Hf, se va acumula semnificativ în manta, în timp ce compoziția izotopică a W din nucleu rămâne aproape neschimbată.
Pe de altă parte, izotopul ^{182}Hf este un izotop radioactiv cu timp de înjumătățire scurt (9 milioane de ani), care din acest motiv este în prezent extinct, nemaifiind produs în Sistemul Solar după izolarea acestuia de spațiul interstelar. Prin urmare, perechile izotopice $^{182}Hf/^{180}Hf$ și $^{182}W/^{184}W$ (în care ^{180}Hf și ^{184}W sunt izotopi stabili), puternic influențate

de aceste procese de segregare, sunt utilizate pentru a stabili intervalul de timp scurs între formarea meteoriților primitivi (adică formarea Sistemului Solar) și formarea sistemului Pământ - Lună. În speță, valorile obținute arată că diferențierea planetară și respectiv formarea sistemului binar terestru-selenar a avut loc timpuriu, înainte de extincția izotopului ^{182}Hf.

II.2. COMPOZIȚIA CHIMICĂ a PĂMÂNTULUI

Având în vedere complexitatea structurală și compozițională a Pământului, privită prin prisma diferențierii *grosso modo* în nucleu, manta și crustă, este de așteptat ca și la nivelul acestor geosfere, să existe caracteristici deosebite și diferențe notabile ale chimismului elementar.

Astfel, la exteriorul nucleului metalic s-au concentrat elementele mai uşoare (siliciul Si, aluminiul Al, magneziul Mg *etc.*), în cadrul rezervorului gros care constituie mantaua, iar mai târziu şi mai lent s-a format în regiunea periferică crusta, prin topirea parţială şi solidificarea părţii superioare a mantalei. Structura internă a Pământului, descifrată relativ recent cu ajutorul datelor seismice, se corelează cu distribuţii specifice ale elementelor chimice în cadrul crustei, mantalei şi nucleului, care diferă fiecare în parte de compoziţia de ansamblu a Pământului.

În Figura II.2 este prezentată distribuţia elementelor chimice la nivelul întregii planete şi comparativ, cea din crusta terestră. Astfel, compoziţia chimică a Pământului, considerat ca planetă, indică procentaje ridicate de **fier (35 % Fe), oxigen (30 % O), siliciu (15 % Si), magneziu (13 % Mg) şi nichel (2,4 % Ni)**, urmate de o serie de elemente cu conţinuturi de sub 2 %: sulf (1,9 % s), calciu (1,1 % Ca), aluminiu (1,1 % Al), potasiu, sodiu, hidrogen (< 1 %) *etc.*

Prin comparaţie, crusta terestră prezintă caracteristici chimice diferite: **oxigen (46 % O), siliciu (28 % Si), aluminiu (8 % Al)**, fier (6 % Fe), magneziu (4 % Mg), calciu (2,4 % Ca), potasiu (2,3 % K), sodiu (2,1 % Na), hidrogen (< 1 %) *etc.* Se constată că 98,8% din crusta terestră este constituită din aceste 8 elemente chimice din totalul celor 118 grupate în Sistemul Periodic. Având în vedere aceste caracteristici chimice crustale, rezultă că marea majoritate a mineralelor care se regăsesc în crusta terestră sunt compuşi ai acestor câteva elemente chimice, însă, condiţiile foarte diferite în care acestea se pot combina formând edificii minerale, generează marea varietate a mineralelor cunoscute astăzi (peste 5.500). Între acestea, trebuie subliniată în mod special importanța mineralelor

silicatice (= silicații → minerale care au în compoziție gruparea *silicat*: SiO_4), care constituie aproximativ 90 % din crusta terestră, intrând în compoziția a numeroase roci magmatice, sedi-mentare și metamorfice, precum și în soluri.

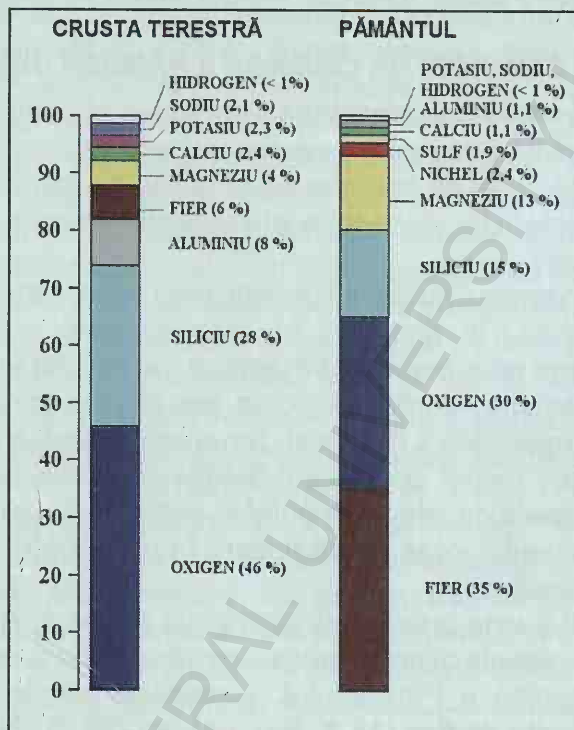


Fig.II.2. Abundenţele elementelor chimice: în crusta terestră și în ansamblul Pământului (după Luhr, 2003).

II.3. CARACTERISTICILE FIZICE MAJORE ale PĂMÂNTULUI

Pământul prezintă o serie de proprietăți fizice, dintre care, unele sunt într-o oarecare măsură similare cu cele ale altor planete telurice din Sistemul Solar, în timp ce altele, foarte deosebite, îi sunt specifice doar acestuia. Dintre caracteristicile fizice majore ale Pământului amintim: forma, suprafața și dimensiunile terestre; volumul, masa și densitatea terestră; structura internă a Pământului; caracteristicile litosferei; atmosfera terestră; hidrosfera terestră; căldura internă a Pământului; câmpul gravitațional terestru; câmpul geomagnetic; apariția și evoluția vieții.

II.3.1. Forma, suprafața și dimensiunile Pământului

Pământul are forma generică a unui **elipsoid de rotație** (engl. *rotational ellipsoid*), fiind ușor mai turtit la poli și mai bombat la ecuator, astfel încât, raza terestră polară este mai mică decât cea ecuatorială (r_p = 6.356,75 km; r_e = 6.378,13 km), media lor volumetrică fiind **r_m = 6.371 km**.

Având în vedere faptul că suprafața Pământului prezintă o serie întreagă de neregularități reprezentate de forme de relief variate, precum zonele montane înalte (de exemplu, Everest: +8.848 m) sau zonele depresionare continentale și abisale oceanice (de exemplu, Fosa Marianelor: -11.034 m), s-a optat pentru definirea unei forme care să fie mai apropiată de cea reală. Această formă convențională se numește **geoid** (origine: gr. *gēos* = Pământ + *oīdes* = aspect similar; engl. *geoid*) (Fig.II.3) și constituie o suprafață globală ipotetică, reprezentând nivelul oceanic mediu (considerat în lipsa acțiunii curenților, vânturilor și mareelor), continuat în mod idealizat și sub continente.



Fig.II.3. Model de ***geoid*** realizat prin prelucrarea datelor transmise de sateliții *GRACE* și *CHAMP* la Centrul de Cercetare pentru Geoștiințe *GFZ* Potsdam (Germania), în 2005; zonele roz-roșii indică o anomalie gravimetrică pozitivă, iar cele albastre, una negativă (www.apod.nasa.gov).

Geoidul reprezintă o suprafață echipotențială a gravitației terestre, care deviază de la suprafața de referință matematică cu ± 100 m. Calcularea suprafeței geoidului se realizează prin metode astrogeodezice și gravimetrice, aceasta reprezentând un sistem de referință indispensabil pentru diferite aplicații geodezice.

Volumul Pământului a fost calculat ca având valoarea **$V = 108 \cdot 10^{10}$ km^3**, masa sa este **$M = 5{,}97 \cdot 10^{24}$ kg**, iar densitatea medie este **$\rho_m = 5{,}51$ g/cm^3**, având valori diferențiate pentru zonele din constituția terestră, în funcție de natura chimică și fizică a acestora.

II.3.2. Structura internă a Pământului (generalități)

Pământul este constituit din cele trei geosfere, despre care s-au prezentat deja o serie de aspecte - acestea sunt: nucleul, mantaua și crusta - separate între ele de discontinuități (Fig.III.8) și prezentând fiecare în parte proprietăți specifice referitoare la compoziție, structură, reologie, temperatură, presiune *etc.* (*a se vedea Cap.III*).

Nucleul terestru este constituit din Fe-Ni și reprezintă geosfera centrală, cu o rază totală de 3.471 km. Este divizat în două secțiuni, separate la adâncimea de 5.150 km: (a) **nucleul intern** - se află în stare solidă (densitate: 12-13 g/cm^3) și prezintă temperaturile și presiunile cele mai ridicate de pe Pământ: peste 5.500°C și respectiv cca. 3.600.000 atm.; (b) **nucleul extern** - se află în stare fluidă (densitate: 10-12 g/cm^3).

Mantaua terestră este de natură silicatică și reprezintă geosfera situată în poziție mediană, între nucleul extern (2.900 km adâncime) și crustă (cca. 35 km adâncime). Este divizată în două secțiuni, separate la adâncimea de 670 km: (a) **mantaua inferioară** (densitate: 3,5-5,5 g/cm^3); (b) **mantaua superioară** - divizată la rândul său în: (b1) o zonă de tranziție spre mantaua inferioară; (b2) **astenosfera** - zonă cu constituție vâscoasă; (b3) partea superioară, care, împreună cu crusta supraiacentă, formează **litosfera**.

Crusta terestră reprezintă învelișul extern al planetei, având constituție silicatică și o grosime redusă, variind în funcție de natura sa compozițională și contextul geologic: (a) **crusta oceanică** - cu compoziție bazaltică și vârstă relativ recentă (sub 200 M.a.); (b) **crusta continentală** - cu compoziție granitică și vârste foarte vechi, arhaice (4.000 M.a.).

II.3.3. Litosfera terestră (generalități)

În cadrul structurii interne a Pământului, se remarcă în mod deosebit *litosfera* - entitatea terestră aflată în poziția cea mai externă și care, având un comportament rigid, se fisurează și se fragmentează în tronsoane cu dimensiuni variabile (= plăci litosferice), aflate în continuă mișcare, deplasându-se pe suportul plastic al astenosferei. Cele șapte plăci mari (**Eurasiatică, Africană, Nord -Americană, Sud-Americană, Australiană, Antarctică** și **Pacifică**) (Fig.IV.10) și numărul mare de plăci cu dimensiuni mai mici se găsesc în diferite raporturi cinematice, contribuind la o geodinamică litosferică extrem de complexă, generatoare de fenomene termice, orogene, vulcanice, seismice *etc*. Caracteristicile geodinamicii interne sunt prezentate în Cap.IV și în mod deosebit fenomenele seismice sunt detaliate în Cap.V.

II.3.4. Hidrosfera Pământului

Una dintre caracteristicile speciale ale Pământului o constituie prezența apei, care totalizează un volum aproximativ de **$1,35 \cdot 10^9$ km^3**. Din această cantitate de apă, 97% se găsește cantonată în oceanul planetar, care ocupă 71% din suprafața terestră, restul fiind reprezentat de blocurile continentale.

De o importanță deosebită pentru planeta noastră, ciclul hidrologic implică interacțiuni continui între hidrosferă, atmosferă și stratele superficiale și profunde ale Pământului, având un rol determinant într-o multitudine de procese terestre și extraterestre.

Astfel, apa este un bun dizolvant pentru gaze și substanțe minerale, conducând la reacții chimice ce contribuie la procesele de alterare și eroziune, constituie un mediu de transport, de sedimentare și cristalizare, induce topirea și generează procesele vulcanice din zonele de subducție, și, nu în ultimul rând, contribuie esențial la întreținerea vieții pe Pământ.

II.3.5. Atmosfera Pământului

O altă caracteristică deosebită este prezența la suprafața Pământului a atmosferei terestre având în compoziție: **azot 78,08 % N_2, oxigen 20,95 % O_2** și compuși minori (exprimați în *părți pe milion, ppm*): **argon 9.340 ppm Ar, dioxid de carbon 400 ppm CO_2**, neon 18,18 ppm Ne, heliu 5,24 ppm He, metan 1,7 ppm CH_4, krypton 1,14 ppm Kr *etc*.

Această compoziție, care este cea actuală, este rezultatul unui proces evolutiv îndelungat, derulat de peste 4 G.a. și marcat în special de modificarea conținuturilor de dioxid de carbon și de oxigen. Ambele au fost influențate decisiv de apariția vieții terestre, astfel încât, mai întâi CO_2 a scăzut odată cu utilizarea sa metabolică de către organismele nou apărute, care precipitau carbonatul de calciu $CaCO_3$, acumulat apoi în depozitele carbonatice, iar în progresie inversă, oxigenul atmosferic a crescut treptat, generat de fotosinteza primelor organisme bacteriene și ulterior a celor cu organizare superioară. Etapele evoluției atmosferei terestre sunt detaliate în cadrul prezentării scării timpului geologic, din Cap.VI.

II.3.6. Căldura internă a Pământului

Căldura internă a Pământului (engl. *Earth`s internal heat*) este de o importanță capitală pentru geodinamica terestră, inducând o serie întreagă de procese geologice, dintre care, cele mai importante se circumscriu tectonicii globale, determinate de interacțiunea complexă a litosferei cu mantaua terestră subiacentă. Astfel, căldura internă influențează deplasarea materialelor mantelice și implicit a plăcilor litosferice supraiacente, cu toate consecințele aferente: *riftingul* continental și oceanic, subducția, orogeneza, vulcanismul, seismicitatea, generarea crustei oceanice, a arcurilor insulare și a foselor oceanice *etc.*

Fluxul termic terestru este rezultat dintr-un echilibru delicat între generarea căldurii interne și disiparea ei la nivelul suprafeței planetei (Herzberg *et al.*, 2010). Bugetul termic intern al Pământului a fost estimat la un total situat între **44** și **47 ± $2 \cdot 10^{12}$ W** (Pollack *et al.*, 1993; Davies & Davies, 2010) și, chiar dacă este de o importanță geologică deosebită, de fapt reprezintă extrem de puțin (< 1 %) din bugetul energetic total al Pământului, care este dominat de energia radiativă a Soarelui.

Căldura internă a Pământului provine din mai multe surse:

- **Căldura primordială** sau relictă (engl. *primordial / remnant heat*) - provine din energia inițială dezvoltată în urma coliziunilor din cadrul discului protoplanetar, în cursul stadiilor primordiale ale formării Pământului și stocată sub formă de căldură, prezentă și astăzi în zonele terestre profunde.
- **Căldura radiogenică** (engl. *radiogenic heat*) - este produsă de dezintegrarea izotopilor radioactivi prezenți în crusta și mantaua terestră, prin intermediul reacțiilor radiogene exoterme. Mineralele

crustale și mantelice conțin în special izotopii ^{235}U, ^{238}U, ^{232}Th și ^{40}K, care produc cea mai mare parte a căldurii interne terestre.

▪ **Căldura latentă de cristalizare** (engl. *latent crystallization heat*) - este generată la limita dintre nucleul extern și cel intern, prin intermediul reacțiilor exoterme de cristalizare ale materialului metalic fluid din nucleul extern, sub acțiunea presiunii uriașe de la această adâncime.

▪ **Căldura de fricțiune** (engl. *friction heat*) - este produsă la limita dintre mantaua inferioară și nucleul extern, ca rezultat al diferențierii planetare și se referă în special la mișcările diferențiate ale acestora în raport cu rotația Pământului, precum și la răspunsul diferit pe care îl au aceste două geosfere la forțele gravitaționale lunare (forțele mareice).

Dintre aceste surse de căldură internă, primele două sunt cele mai importante, furnizând principala cantitate de energie internă a Pământului, celelalte două având un aport mult mai redus.

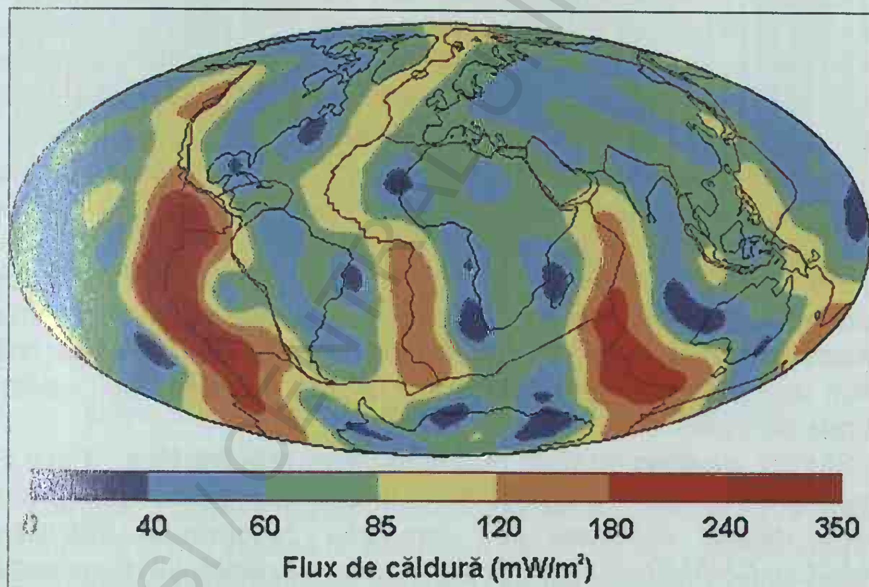


Fig.II.4. Harta ***fluxului termic global*** (mW/m²), realizată de Comisia Internațională pentru Fluxul Termic (*International Heat Flow Comission, IHFC*: www.geophysik.rwth-aachen.de/IHFC/heatflow.html).

Fluxul termic (engl. *heat flow*) al Pământului (măsurat în **mili-wați per metru pătrat, mW/m²**) a fost calculat în ultimele decade prin prelucrarea datelor de foraj obținute din peste 24.700 de locații dispuse global în zone continentale și oceanice (Pollack *et al.*,

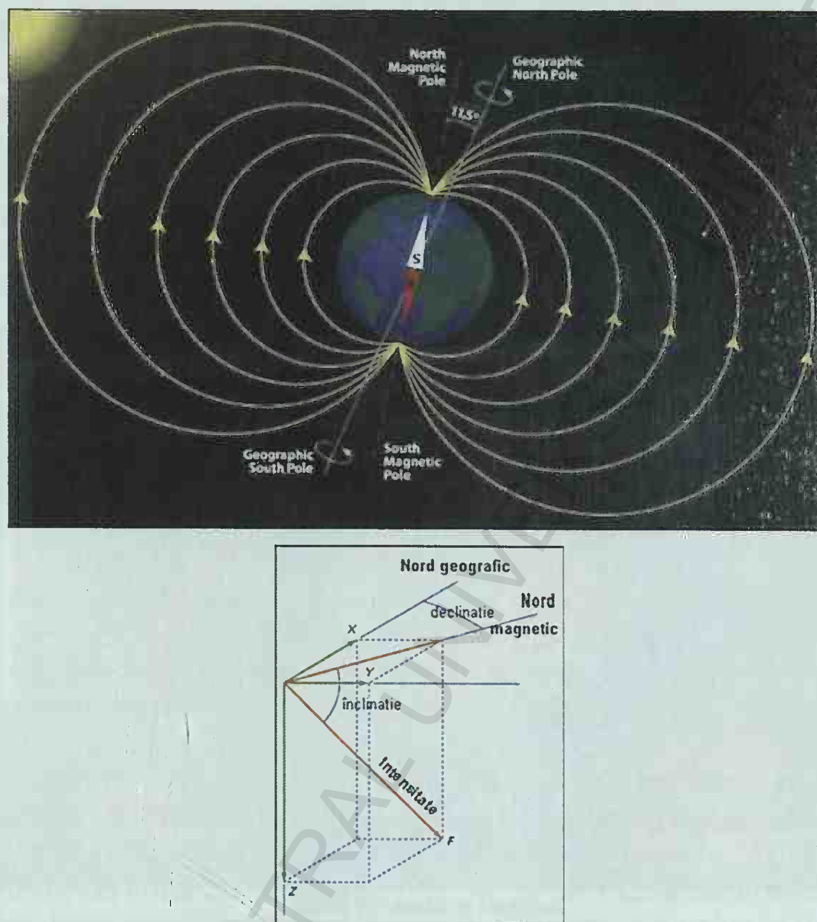


Fig.II.6. ***Câmpul magnetic terestru***: (**A**) Reprezentarea ipotetică a dipolului terestru, poziționat în centrul globului și având axa înclinată la 11,5° față de axa de rotație a Pământului (www.nasa.gov) ; (**B**) Caracteristicile câmpului geomagnetic: declinația, înclinația și intensitatea magnetică (www.britannica.com).

Caracteristicile câmpului geomagnetic pot fi definite în orice punct printr-un vector tridimensional (Fig.II.6.B), incluzând: (a) **declinația** (engl. *magnetic declination*) = reprezintă unghiul măsurat în plan orizontal între direcția nordului magnetic, N_m și cea a nordului geografic, N_g; (b) **înclinația** (engl. *magnetic inclination* sau *magnetic dip*) = constituie unghiul măsurat în plan vertical între direcția nordului magnetic și vectorul intensității totale; (c) **intensitatea** (engl. *magnetic intensity*) = reprezintă forța câmpului magnetic care acționează asupra unității de masă și care se măsoară în **tesla / nanotesla (T / nT)** - unitate denumită în onoarea fizicianului și in-

ventatorului sârbo-american **Nikola Tesla** (1856-1943); se mai utilizează unitatea numită **gauss (G)** - denumită în onoarea matematicianului german **Carl Friedrich Gauss** (1777-1855) (1 nT = 10^{-5} G). Valoarea intensității câmpului geomagnetic variază între **25.000-70.000 nT (= 0,25-0,70 G)**.

Extensia câmpului geomagnetic în spațiul cosmic definește magnetosfera (engl. *magnetosphere*), reprezentând un înveliș virtual complex, desfășurat pe zeci de mii de kilometri și care protejează Pământul de acțiunea devastatoare a vântului solar și a radiației cosmice în general. În ciuda denumirii sale de "sferă" magnetică, aceasta prezintă o geometrie asimetrică, partea dinspre Soare având un aspect regulat și dimensiuni de cca. 10 raze terestre, în timp ce partea opusă Soarelui este deformată și dispersată pe distanțe mult mai mari (Fig.II.7). În lipsa ecranării radiațiilor cosmice, realizată de câmpul geomagnetic, pe Pământ s-ar manifesta perturbații semnificative ale atmosferei, hidrosferei, climei *etc.*, periclitând în final însăși existența vieții.

Câmpul magnetic terestru a suferit de-a lungul timpului geologic o serie de inversiuni de polaritate (adică, inversarea polului sud magnetic cu polul nord magnetic și *vice-versa*), care s-au înregistrat în cadrul formațiunilor geologice care conțin minerale de fier, titan, nichel (feromagnetice), determinând astfel o succesiune de intervale de polaritate, numite epoci magnetice (engl. *chrons*). Mai multe detalii asupra *paleomagnetismului* sunt prezentate în Cap.IV.

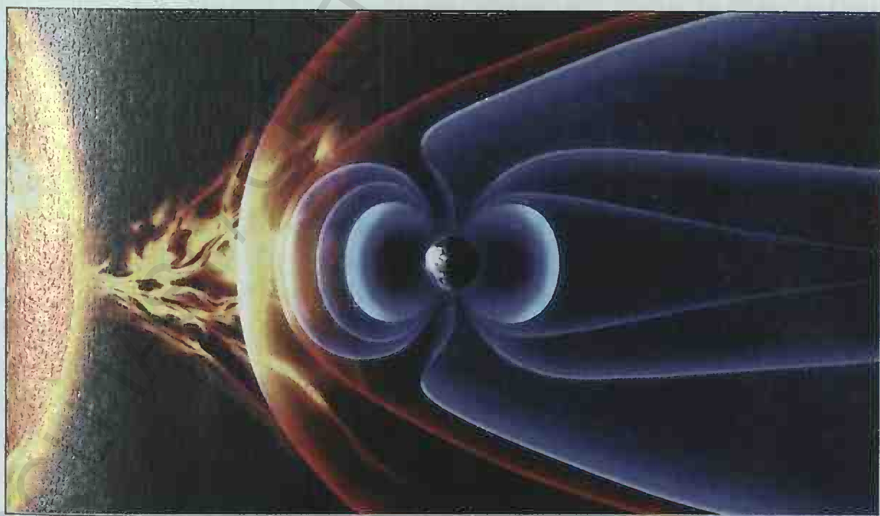


Fig.II.7. ***Magnetosfera terestră*** (www.nasa.gov).

II.4.9. Viața pe Pământ (generalități)

Cea mai deosebită caracteristică a Pământântului este faptul că este planeta pe care viața a apărut cu cca. 4 G.a. în urmă, dezvoltându-se până în prezent și se pare că cel puțin în Sistemul nostru Solar, nu mai există alte forme complexe de viață precum cele terestre.

Ceea ce a făcut ca Pământul să fie locul potrivit dezvoltării și evoluției vieții constituie un complex de factori favorabili de natură astrofizică, geofizică, geochimică și biochimică - care se reunesc sub denumirea generică de *abitabilitate planetară* (engl. *planetary habitability*). Între acești factori menționăm: distanța orbitală potrivită față de Soare, care face ca energia solară primită să fie într-un cuantum care susține viața; protecția planetei de către câmpul geomagnetic împotriva radiației cosmice distructive și ca primă consecință, persistența unei atmosfere izolatoare și existența unei hidrosfere care conțin ingredientele favorabile vieții: aerul și apa; existența ciclurilor anumitor elemente chimice necesare vieții, precum carbonul, azotul, fosforul *etc.* și manifestarea proceselor geologice care conduc la formarea resurselor minerale și energetice care fundamentează tehnologiile societății moderne *etc.* Mai multe detalii asupra apariției și evoluției vieții sunt expuse în cadrul prezentării scării timpului geologic, din Cap.VI.

CAPITOLUL III
STRUCTURA INTERNĂ A PĂMÂNTULUI

În cadrul Sistemului Solar, Pământul este situat pe a treia orbită de la Soare și face parte din grupul planetelor interne, telurice, care au dimensiuni mici, compoziție litică și densitate ridicată, prin comparație cu planetele joviene, externe, cu dimensiuni mari, compoziție gazoasă și densitate redusă. Mai exact, în timp ce din punct de vedere al volumului și masei, Pământul se găsește pe locul al cincilea, după *Jupiter, Saturn, Uranus* și *Neptun*, densitatea sa este cea mai ridicată (5,51 g/cm^3), atât în grupul planetelor interne (*Mercur* - 5,43 g/cm^3; *Venus* - 5,24 g/cm^3; *Marte* - 3,93 g/cm^3), cât și în cel al planetelor externe gigantice, care au toate densități scăzute (*Jupiter* - 1,33 g/cm^3; *Saturn* - 0,70 g/cm^3; *Uranus* - 1,30 g/cm^3; *Neptun* - 1,76 g/cm^3).

Din perspectivă istorică, determinarea densității medii a Pământului la sfârșitul secolului XVIII, în anul 1798, de către savantul englez **Henry Cavendish** (1731-1810)(5,45 g/cm^3; valoarea acceptată în prezent: 5,51 g/cm^3) și măsurarea experimentală a densității bazaltelor (3 g/cm^3), considerate rocile cele mai dense cunoscute la suprafața terestră, au introdus de timpuriu ideea existenței în adâncime a unui corp cu densitate mai ridicată, compensatorie, căruia i s-au atribuit de-a lungul timpului diferite caracteristici și denumiri - de exemplu, cea de *barisferă* (gr. *barys* = greu + sferă) (Haug, 1907). Cuceririle științifice ale sfârșitului de secol XIX au adus noi argumente în sprijinul conceptului de structură eterogenă a Pământului, prin identificarea proprietăților cinematice ale corpurilor solide în rotație (*i.e.* un corp sferic cu compoziție omogenă aflat în rotație, se deformează sub acțiunea forței centrifuge, aplatizându-se accentuat în zona polilor, în timp ce un corp neomogen, cu masa concentrată în centrul său, se va aplatiza foarte puțin - aspect confirmat în cazul Pământului, care prezintă o deformare minimă, reprezentată de o diferență între semi-axele sale de 22 km, adică 1/300 din raza sa medie). De menționat este contribuția fizicianului german **Emil J. Wiechert** (1861-1928), cunoscut și ca primul profesor de geofizică din lume, care a prezentat pentru prima dată un model al structurii interne terestre constituite din două geosfere concentrice și un nucleu metalic (Wiechert, 1896; 1907).

Pasul hotărâtor în cunoașterea structurii interne terestre a fost realizat, însă, odată cu dezvoltarea seismologiei și construirea primelor seismografe sensibile, pentru ca apoi, pe parcursul secolului XX, metodele de prospecțiune geofizică și studiile geologice moderne realizate asupra rocilor terestre și a meteoriților, să aducă date noi în aprofundarea cunoștințelor asupra planetei noastre.

În acest sens, constatăm totuși astăzi, la începutul secolului XXI, că de fapt, tabloul informației pe care o deținem este departe de a fi complet și că, în special pentru zonele profunde ale Terrei, încă lipsesc date importante, care să confirme ipotezele științifice cu care se lucrează în prezent. Practic, ceea ce știm asupra structurii interne a planetei noastre sunt cunoștințe de dată recentă și se limitează la investigații extinse pe maximum 250 km adâncime, ceea ce reprezintă abia 4% din raza Pământului! Ar fi oportună, deci, o scurtă trecere în revistă a argumentelor pe baza cărora s-a realizat modelul structurii interne a Pământului.

III.1. ARGUMENTE DIRECTE

În principiu, cea mai mare parte a suprafeței terestre este deja cartată geografic și geologic, iar interpretarea acestor date de suprafață oferă frecvent informații asupra structurilor aflate în adâncime. Cu cât pot fi observate mai în profunzime formațiunile geologice din aflorimente, sau cele care sunt expuse la zi de eroziune, mișcări tectonice sau fenomene vulcanice, precum și cele deschise de lucrările antropice, cu atât zonele respective ale crustei continentale sunt mai bine studiate și cunoscute. Pe de altă parte, explorarea planșeului oceanic și a formațiunilor caracteristice crustei oceanice a adus un plus de informații în ceea ce privește natura și diferențierea scoarței terestre.

III.1.1. Observații directe ale crustei continentale în lucrări miniere și foraje

Cele mai adânci excavații realizate pe glob, prin intermediul cărora se pot efectua observații nemijlocite asupra formațiunilor geologice din adâncime, sunt lucrările miniere: **carierele** (engl. *quarry* sau *open-pit*) și **minele** (engl. *mine*) - săpate pentru explorarea și exploatarea zăcămintelor de minereuri (Fe, Cu, Pb, Zn, Au, Ag *etc.*), cărbunilor sau a altor substanțe minerale utile, ca de exemplu, sarea, sulful, diamantele, diverși silicați, fosfați *etc.* În general, problemele logistice specifice diferitelor procese tehnolo-

gice, cum ar fi cele legate de susținere, aeraj, drenarea apelor uzate, modul de scoatere a utilului și sterilului la suprafață, precum și de condițiile de siguranță a muncii în subteran, limitează extinderea pe verticală a acestor lucrări, care în medie au câteva sute de metri adâncime și în mod excepțional, unele pot atinge câteva mii de metri adâncime.

Primele șapte cele mai adânci mine de pe glob sunt mine de exploatare a aurului și sunt localizate în Africa de Sud, stat care a fost unul dintre cei mai mari producători de aur din lume în prima jumătate a secolului XX (Complexul *Witwatersrand*, extins în Transvaal și Orange Free State, rămâne cel mai mare zăcământ de aur de pe glob). Minele de la ***Mponeng*** (peste 4.000 m adâncime) și ***Tau Tona*** (3.600 m adâncime, cu extensie la 3.900 m) (Fig.III.1), din Western Deep Levels sunt actualmente cele mai adânci lucrări de acest gen din lume.

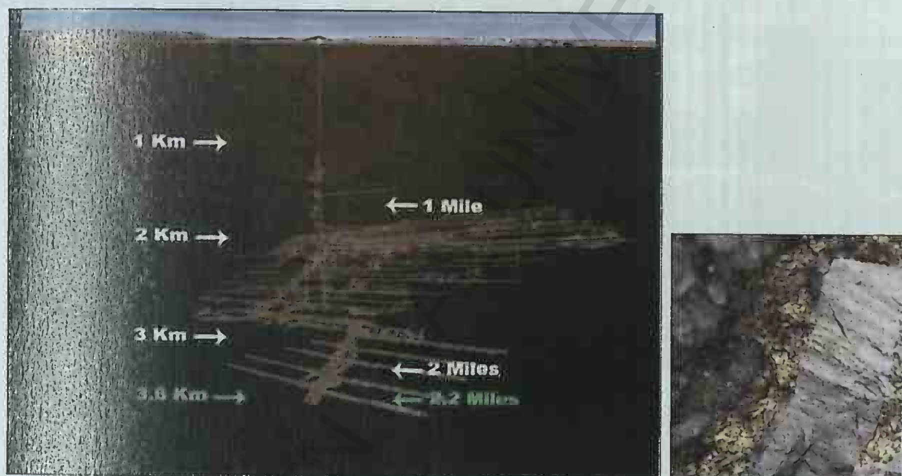


Fig.III.1. (**A**) Planul subteran al minei de aur de la ***TAU TONA*** (Africa de Sud) - adâncime: 3900 m, lungime galerii: 800 m; (**B**) Aur nativ (www.nationalgeographic.com).

Alte lucrări de explorare și exploatare care oferă informații asupra constituției subsolului sunt **forajele / puțurile** (engl. *well* sau *borehole*) (Fig.III.2.A) - lucrări tehnice care pot avea adâncimi mult mai mari decât minele, dar care au diametru comparativ foarte mic (câteva zeci de cm), astfel încât, omul nu poate coborî în subteran în interiorul acestor lucrări (ca în cazul galeriilor miniere), ci observă la suprafață probele de rocă aduse din adâncime, numite **carote** (origine: fr. *carottes*; engl. *core samples*) (Fig.III.2.B). Forajele utilizate pentru exploatarea apei, pentru studii geotehnice sau de explorare a formațiunilor purtătoare de substanțe minerale utile pot avea câteva zeci sau câteva sute de metri adâncime, în timp ce

forajele realizate pentru explorarea și exploatarea petrolieră pot atinge peste 7.000 m *TVD* (engl. *True Vertical Depth* = adâncimea verticală adevărată) și mai mult de 12.000 m *MD* (engl. *Measured Depth* = adâncimea măsurată), la forajele direcționale (care pot avea și sectoare înclinate sau orizontale). Cele mai adânci foraje verticale de pe glob, care reprezintă și cele mai profunde lucrări executate de om pe Pământ, au fost realizate cu scopul investigării științifice a crustei terestre.

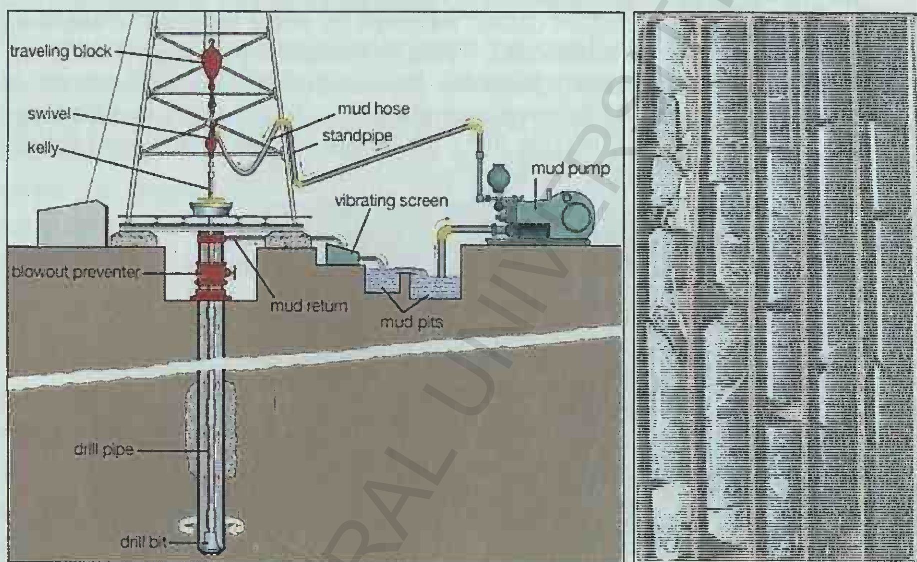


Fig.III.2. (**A**) Schema de principiu a unui ***foraj*** (www.weatherford.com); (**B**) Probe de foraj - ***carote*** (www.geokansas.ku.edu/drill-cores-and-cuttings).

Cel mai adânc foraj din lume a fost realizat în scop științific (investigarea crustei continentale a Scutului Baltic) în **Pen. Kola (Regiunea Murmansk, ex-U.R.S.S.)**, în perioada 1970-1989 și a avut **12.262 m *TVD***. Un alt foraj foarte adânc, proiectat de asemenea cu scopul investigării crustei continentale, a fost realizat în **Windischeschenbach (Regiunea Bavaria, Germania)**, în perioada 1987-1995, la adâncimea de **9.101 m *TVD*** - program denumit ***German Continental Deep Drilling Program*** (engl. *Programul german de foraj continental la adâncime*).
Alte două foraje cu adâncimi foarte mari, care de fapt reprezintă cele mai *lungi* foraje de pe glob în prezent, au fost proiectate de industria petrolieră și au fost realizate la **Al Shaheen (Qatar)**, în 2008, cu **12.290 m *MD*** și la **Odoptu (Sakhalin, Rusia)**, în 2012, cu **12.376 m *MD*** - acestea însă, sunt foraje *direcționale* și nu verticale, la care adâncimea măsurată *MD* este diferită de cea perfect verticală, datorită executării sectoarelor înclinate și orizontale.

Prin urmare, studierea formațiunilor geologice deschise prin lucrări miniere și foraje, realizate în cea mai mare parte a lor cu scop economic, a fost și este în continuare principala sursă a informațiilor noastre directe asupra zonelor mai profunde ale Pământului.

III.1.2. Observații directe ale crustei oceanice și studiul complexelor ofiolitice

Studiul fundului oceanic și implicit al **crustei oceanice** s-a dezvoltat cu precădere în a doua jumătate a secolului XX, fiind impulsionat de perfecționarea unor tehnologii dezvoltate în timpul celor două războaie mondiale, precum sistemele *sonar* și *radar*, submarinele și ulterior, vehiculele subacvatice operate de la distanță (engl. *Remotely Operated Vehicles, ROV*) *etc.* Campaniilor de cartare batimetrică le-au urmat apoi programele internaționale de investigare și foraj submarin care au prelevat mii de probe, din studiul cărora s-a conturat imaginea actuală a constituției crustei oceanice.

Între primele submersibile care au investigat planșeul oceanic, s-a remarcat batiscaful ***TRIESTE*** (S.U.A. / Italia), care, în 1960 a explorat Fosa Marianelor, atingând cel mai adânc punct de pe glob, *Challenger Deep* (denumit după vasul Marinei Britanice ***HMS CHALLENGER***, care în cursul expediției științifice din 1872-1876, care a parcurs 130.000 km, a realizat primele investigații ale fosei, determinând la momentul respectiv o adâncime de 8.184 m; adâncimea actuală măsurată: 10.994 ± 40 m → 11.034 m). Submersibilele ***CYANA*** și ***ARCHIMÈDE*** (Franța) și ***ALVIN*** (S.U.A.), capabile să coboare la 3.000-4.500 m adâncime, au contribuit în intervalul 1974-1975 la cercetările programului ***FAMOUS*** (engl. *French American Mid Ocean Undersea Study* = Studiul franco-american al dorsalei medio-atlantice). Acest program a cercetat pentru prima dată zona riftului oceanic situat în axul dorsalei medio-atlantice, documentând structura fracturată transversal a acestuia, caracteristicile vulcanismului de rift oceanic și ale zonei de creare a noii cruste oceanice *etc.* Ulterior, *ALVIN* a fost utilizat în 1977, în Galápagos, la documentarea existenței în zona vulcanilor de rift a ecosistemelor de faună bentonică hipertermofilă, cu metabolism bazat pe chemosinteză, ca de exemplu, viermii tubulari giganți *Riftia pachyptila* (Fig.III.3.A); a fost utilizat de asemenea, la descoperirea în 1979, în zona dorsalei est-pacifice, a coșurilor negre (engl. *black smokers*) (Fig.III.3.B) și altele. Submersibilul ***NAUTILE*** (Franța), capabil să atingă adâncimi de peste 6.000 m, a efectuat cercetări începând din 1986 asupra dorsalei medio-atlantice și a faliilor sale transformante *Vema* și *Romanche*, a dorsalei pacifice, precum și în fosele Japoniei și Perului. Cu performanțe similare, submersibilele ***MIR*** (Rusia) și ***SHINKAI*** (Japonia) au realizat investigații la aproximativ 6.500 m adâncime în numeroase zone de pe glob. În cadrul programelor internaționale de foraj oceanic, proiectul ***DSDP*** (engl. *Deep Sea Drilling*

Project = Proiect de foraj submarin de adâncime), derulat între anii 1968-1983, a operat peste 1.000 de foraje submarine în 624 de locații din lume, utilizând echipamentele vasului ***GLOMAR CHALLENGER*** (S.U.A.). Realizarea remarcabilă a cestui proiect a fost furnizarea datelor seismice, magnetice, gravimetrice, geochimice și de vârstă paleontologică ale planșeului oceanic de o parte și de cealaltă a dorsalei sud-atlantice, care au demonstrat veridicitatea fenomenului de expansiune a fundului oceanic și al derivei continentelor, ca piloni esențiali ai teoriei tectonicii globale. Din 1975, acest program s-a extins, prin integrarea cercetătorilor din Germania, Japonia, Regatul Unit, *ex*-U.R.S.S. și Franța, în cadrul parteneriatului *JOIDES* (engl. *Joint Oceanographic Institutions for Deep Earth Sampling* = Proiect de foraj de adâncime al parteneriatului instituțiilor oceanografice). Explorarea oceanică a continuat în etapa 1985-2003 cu programul *ODP* (engl. *Ocean Drilling Program* = Program de foraj oceanic), care a utilizat vasul modern ***JOIDES RESOLUTION***, iar ulterior, programul s-a numit *IODP* (engl. *Integrated Ocean Drilling Program* = Program integrat de foraj oceanic). Din 2013, programul și-a păstrat acronimul *IODP*, însă semnificația acestuia și obiectivele au fost modificate (engl. *International Ocean Discovery Program* = Program internațional de descoperire oceanică), incluzând în proiectul de cercetări, pe lângă investigarea mantalei superioare și a tectonicii litosferei și tematici noi, precum originea vieții, modificările climatice globale și geohazardele asociate acestora *etc.*; în formula actuală, la acest program participă 26 de state.



Fig.III.3. (**A**) Viermi tubulari gigantici ***Riftia pachyptila*** (*ANNELIDA*) - grosimea tubului (alb): 4 cm, lungimea: peste 2 m; (**B**) Coșuri negre submarine (engl. *black smokers*). (www.noaa.gov).

Complexele ofiolitice, denumite generic și **ofiolite** (origine: gr. *ophis* = șarpe + *lithos* = piatră → rocă cu aspect reptilian, verzui) constituie un ansamblu de roci cu chimism bazic și ultrabazic, mai mult sau mai puțin alterate (serpentinizate) și metamorfozate. Sunt dispuse în general în succesiunea (↑): (a) peridotite; (b) gabbrouri; (c) dolerite străbătute de *dyke*-uri bazaltice; (d) bazalte de tip *pillow*

lava; (e) roci sedimentare pelagice - acestea constituie seria ofiolitică clasică din ***Masivul Troodos*** (Cipru).

Acest ansamblu de roci reprezintă o secvență de litosferă oceanică - având la partea superioară crustă oceanică și o porțiune din mantaua subiacentă - care a fost deplasată tectonic din zona oceanică de origine și expusă în domeniul continental. Procesele tectonice implicate în această suită de evenimente se circumscriu mișcărilor plăcilor litosferice în regim compresiv, care, intrând în coliziune, generează subducția plăcii de tip oceanic sub cea de tip continental. Mai exact, în timpul coborârii în astenosferă a plăcii oceanice, secțiuni ale acesteia pot fi desprinse (răzuite) de la partea sa superioară și, în loc să fie antrenate în adâncime, sunt șariate deasupra plăcii continentale, printr-un proces opus subducției, numit **obducție** (engl. *obduction*). În acest mod, complexele ofiolitice caracteristice unei cruste oceanice vechi pot fi examinate pe teren, în domeniul subaerian, iar importanța lor geologică constă în faptul că situarea lor actuală în zone de margine continentală, cel mai frecvent în cadrul catenelor orogene, indică prezența trecută a unui fund oceanic, consumat între timp de procesele de subducție - această zonă se numește și **zonă de sutură tectonică**.

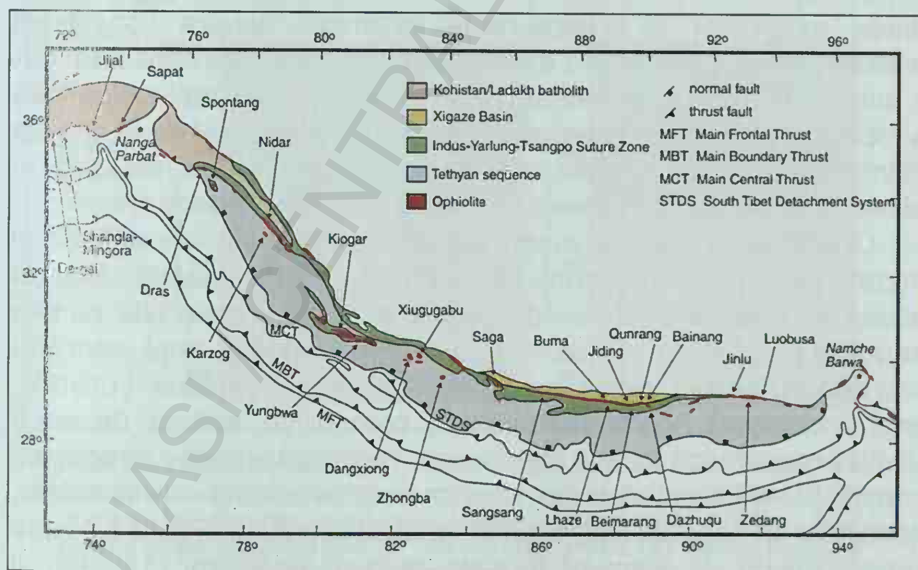


Fig.III.4. Schiță tectonică a Munților Himalaya: complexele ofiolitice (roșu) jalonează **zona de sutură tectonică** ***Indus - Tsangpo*** (verde), marcând zona de coliziune India - Asia (Hébert *et al.*, 2012).

De exemplu, la noi în țară, se găsesc complexe ofiolitice în sudul Munților Apuseni, în Dobrogea de Nord și în zona Flișului cretacic din Carpații Orientali, ceea ce atestă existența în trecutul geologic al acestor zone a unor segmente de crustă oceanică dispărute astăzi. Alte zone de pe glob în care se găsesc suite ofiolitice bine conservate sunt: Oman, Papua, Newfoundland (Canada), Pen. Lizard (U.K.), Mții. Alpi (Franța), Mții. Himalaya (Pakistan, Afganistan, India, Nepal, China) (Fig.III.4).

În cazuri rare (sau poate și în altele nedescoperite încă), litosfera oceanică poate fi expusă *in situ*, de-a lungul liniilor de fractură care accidentează dorsalele medio-oceanice. Este cazul zonei de fractură *Vema*, situată pe dorsala medio-atlantică, la 10.7° lat N și care a produs decalarea cu 310 km a tronsoanelor adiacente de dorsală; studiul acesteia a pus în evidență existența succesiunii (↑): peridotite serpentinizate - gabbrouri - complex filonian (*dyke*-uri) - bazalte de tip *pillow lava* (Brunelli *et al*., 2006).

III.1.3. Studiul materialului vulcanic și al xenolitelor

Magma care alimentează lavele vulcanilor de pe Pământ își are originea în partea inferioară a crustei terestre și cel mai frecvent, în partea superioară a mantalei - de aceea, rocile formate prin consolidarea magmelor și lavelor oferă informații asupra constituției acestor zone profunde. De exemplu, lavele bazaltice care erup de-a lungul rifturilor medio-oceanice sunt formate prin topirea parțială a rocilor din mantaua superioară. Prin urmare, pornind de la analiza chimică a acestor bazalte și a substanțelor volatile pe care le eliberează, se poate estima compoziția mantalei superioare.

Ocazional, materialul magmatic în ascensiune poate antrena și fragmente provenite din zone mai profunde, sau din pereții căilor de acces pe care le străbat, aducând la suprafață materiale numite **xenolite** (origine: gr. *xenos* = străin + *lithos* = piatră; engl. *xenolith*) sau **xenocristale** (origine: gr. *xenos* = străin + *krystallos* = cristale; engl. *xenocryst*). Aceste materiale cu compoziție "străină" de cea a topiturii magmatice care le înglobează, reprezintă mostre directe ale constituției și caracteristicilor zonelor de proveniență - de exemplu, xenolitele de peridotit care apar în topitura bazaltică (Fig.III.5.A) sau xenocristalele de diamant formate la mari adâncimi (130 km și uneori până la 250 km) care sunt înglobate în kimberlite (Fig.III.5.B) și transportate spre suprafață prin intermediul diatremelor.



Fig.III.5. (A) ***Xenolit*** de peridotit în bazalte (Hawaii, S.U.A.); (B) ***Xenocristal*** de diamant în kimberlit (Colecția Muzeului Smithsonian, Washington D.C., S.U.A.).

III.1.4. Existența gradientului geotermic

Numit și treaptă geotermică, gradientul geotermic (engl. *geothermal gradient*) reprezintă rata creșterii temperaturii per unitate de adâncime a Pământului și se exprimă în **grade per kilometru (°C / km)**. Explorarea crustei în cadrul lucrărilor tehnice adânci a arătat că pe măsură ce se coboară în adâncime, temperatura crește în medie cu o rată de 25-30°C/km, iar în zonele vulcanice active, gradientul termic poate înregistra creșteri de până la 50°C/km.

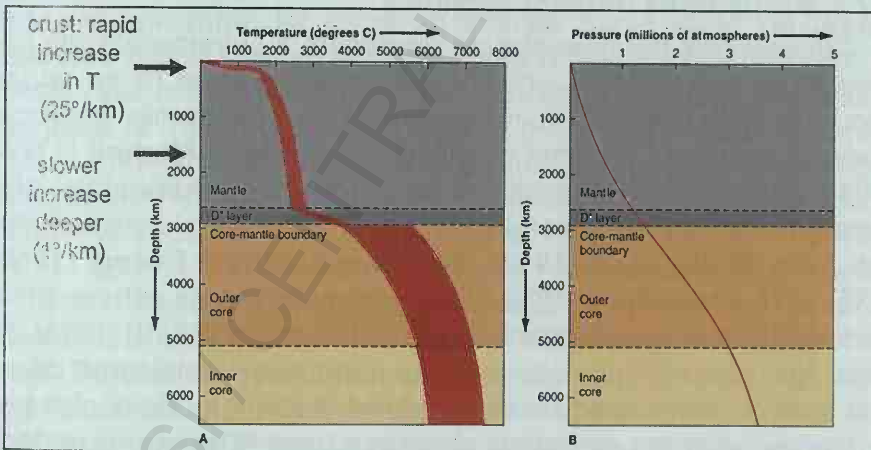


Fig.III.6. (A) Variația ***temperaturii terestre*** cu adâncimea: în cadrul crustei, temperatura crește rapid, ilustrând existența gradientului geotermic de **25°C/km**, în timp ce în zonele mai profunde ale mantalei, creșterea este mai lentă (**1°C/km**), iar în nucleul extern, creșterea este din nou mai substanțială; (B) Variația ***presiunii terestre*** cu adâncimes (www.google.com).

Un calcul matematic simplu demonstrează că la câteva sute de metri adâncime, s-ar atinge rapid un nivel de temperatură la care toate rocile ar fi complet topite - ceea ce se știe cu precizie că nu

este adevărat, prin faptul că mantaua terestră este solidă, fiind traversată de undele seismice de tip *S*. Prin urmare, acest gradient nu este uniform, iar valorile sale sunt mai ridicate doar în cadrul crustei terestre (continentală și oceanică), în timp ce mantaua prezintă un gradient termic mai scăzut (Fig.III.6). Aceasta se explică prin faptul că: (a) căldura produsă de dezintegrarea radioactivă este mai ridicată în crustă, unde sunt concentrate majoritatea elementelor radioactive și (b) mecanismul de transport termic se schimbă de la *conducție* în cadrul litosferei rigide, la *convecție* în astenosfera vâscoasă, ceea ce crează diferențe termice notabile.

III.2. ARGUMENTE INDIRECTE

Argumentele asupra structurii profunde a Pământului nu pot fi decât indirecte, dat fiind faptul că accesul nostru direct la rocile din constituția acestor zone este extrem de limitat de nivelul tehnologiilor de investigare în adâncime de care dispunem în prezent. În acest sens, studiul propagării undelor seismice în interiorul Pământului este cel care a furnizat majoritatea datelor privind limitele și natura geosferelor terestre.

III.2.1. Propagarea undelor seismice

Cunoașterea fenomenelor de producere a cutremurelor de pământ și de propagare a undelor seismice generate (*a se vedea Cap.V*) a fost marcată în mod decisiv de conceptele geofizice moderne introduse de omul de știință englez **John Michell** (1724-1793), precum și de dezvoltarea seismologiei instrumentale, prin cercetările realizate după 1880, de grupul oamenilor de știință britanici **John Milne** (1850-1913), **Sir James Alfred Ewing** (1855-1935) și **Thomas Grey** (1850-1908) și construirea de către aceștia a primului seismograf modern cu pendul orizontal (1880) (Fig.V.2); cercetările seismologice ulterioare au condus la identificarea diferitelor tipuri de unde seismice și estimarea vitezelor lor de deplasare.

Undele seismice de volum, denumite unde *P* (prime) și unde *S* (secunde), străbat interiorul planetei, spre deosebire de undele de suprafață, denumite unde *L* (*Love*) și unde *R* (*Rayleigh*), care se propagă doar în zonele de suprafață ale crustei terestre. Încă de timpuriu s-a remarcat faptul că undele seismice de volum au două caracteristici importante: a) se propagă cu o viteză cu atât mai mare, cu cât rocile străbătute sunt mai rigide și mai incompresibile (și invers: cu cât rocile își pierd rigiditatea și devin mai vâscoase, cu

atât viteza undelor este mai redusă); b) la propagarea în medii relativ omogene, viteza undelor de volum crește în general cu adâncimea.

■ **Undele *P* (lat. *primae*)** - sunt unde prime (longitudinale, compresionale), la care particulele antrenate au o mișcare paralelă cu direcția de propagare și sunt supuse la compresiuni şi dilatări alternative; sunt undele cele mai rapide, ajungând primele la seismograf; traversează mediile solide și fluide.

■ **Undele *S* (lat. *secundae*)** - unde secunde (transversale, de forfecare), la care particulele antrenate au o mișcare perpendiculară pe direcția de propagare (mișcare transversală) și sunt supuse la forfecare pe verticală; sunt mai puţin rapide decât undele *P*, ajungând după acestea la seismograf; nu traversează mediile fluide.

Un pas important în descifrarea structurii interne a Pământului a fost făcut prin descoperirile din domeniul seismologiei realizate la începutul secolului XX de către geologul britanic **Richard Oldham** (1858-1936) și ulterior, de seismologul croat **Andrija Mohorovičić** (1857-1936). Oldham (1906) a remarcat faptul că, în cazul seismelor foarte puternice, ale căror unde *P* și *S* traversează globul, acestea nu sunt recepționate de seismografele aflate la o anumită distanță de epicentru, iar după un interval numit **zonă de umbră seismică** (engl. *seismic shadow zone*) (Fig.III.7), acestea sunt iar înregistrate, însă în mod diferențiat. Practic, undele *P* și *S* care ating suprafața la 105° arc de cerc (sau la o distanță liniară de aproximativ 11.500 km) față de epicentru, sunt ultimele unde *directe* care ajung la seismografe, deplasându-se fără a fi afectate de discontinuitățile din interiorul Pământului. În intervalul dintre 105°-142° (sau cca. 11.500-14.500 km distanță liniară), nici undele *P* și nici undele *S* nu mai sunt recepționate, acest interval constituind zona de ”liniște” seismică, sau zona de ”umbră” seismică a ambelor tipuri de unde. Dincolo de acest interval, începând cu 143°, doar undele *P* revin la seismografe însă cu viteză redusă, deoarece acestea sunt unde *indirecte*, refractate în interiorul unei zone centrale cu comportament diferit al materiei (*a se vedea Cap.V*). Undele *S* în continuare nu pot traversa nici această zonă și prin urmare, nu se mai regăsesc de loc pe seismograme, zona lor de umbră extinzându-se de fapt de la 105° și până 105° de cealaltă parte a epicentrului. Aceste observații arată că în interiorul Pământului există o zonă delimitată de o discontinuitate în modul și viteza de propagare a undelor seismice - este vorba despre nucleul Pământului - și, cel puțin partea sa

externă este în stare fluidă, nefiind traversată de undele *S*. Această discontinuitate dintre nucleu și mantaua înconjurătoare, situată după determinările seismologului german **Beno Gutenberg** (1889-1960) la 2.900 km adâncime (Gutenberg, 1951; 1957; 1959), a fost denumită în onoarea acestor oameni de știință *Discontinuitatea Oldham - Gutenberg*, cunoscută în ultimul timp mai mult ca ***Discontinuitatea Gutenberg***.

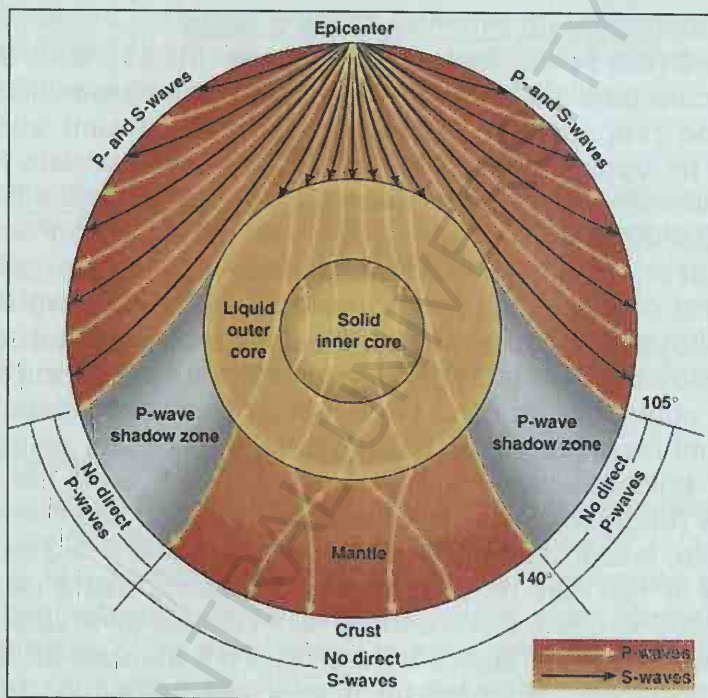


Fig.III.7. Propagarea ***undelor seismice P*** și ***S***, cu formarea ***zonelor de umbră seismică*** (www.google.com).

În anul 1909, în timpul cutremurului din Pokuplje (Croația), Andrija Mohorovičić a observat că viteza undelor seismice crește brusc la intrarea acestora într-o zonă din adâncime aflată la câțiva kilometri de suprafață, indicând astfel o diferență în rigiditatea, incompresibilitatea și densitatea rocilor situate de o parte și de cealaltă a acestei limite. Această discontinuitate a fost denumită în onoarea sa ***Discontinuitatea Mohorovičić***, cunoscută mai simplu drept ***Moho*** și reprezintă limita dintre crustă și mantaua terestră. Adâncimea variabilă la care este situată această limită indică faptul că există două tipuri diferite de crustă terestră: crustă continentală și crustă oceanică.

Seismologul danez **Inge Lehmann** (1888-1993) a reinterpretat în anul 1936 modul în care sunt refractate undele *P* în zona ecranată de nucleul terestru și a avansat ipoteza existenței unui nucleu intern aflat în stare solidă, datorită presiunilor uriașe care facilitează cristalizarea fazei fluide a nucleului extern (Lehmann, 1936). Ideea aceasta a fost confirmată abia în 1971, în urma realizării calculelor computerizate și ca urmare, discontinuitatea de fază dintre nucleul extern și cel intern a fost denumită în onoarea savantei daneze, ***Discontinuitatea Lehmann*** și este situată la 5.150 km adâncime.

III.2.2. Studiul meteoriților

După cum s-a menționat în Cap.I, studiul meteoriților s-a dovedit a fi extrem de important atât în ceea ce privește determinările de vârstă ale formării și evoluției Sistemului Solar și implicit, ale Pământului, cât și referitor la etapele și procesele formării însăși. Studiul compoziției meteoriților a introdus o viziune nouă asupra acestor aspecte, arătând că paralelismul dintre natura lor și cea a altor entități din Sistemul Solar face oportună utilizarea datelor meteoritice ca substitut acolo unde investigația directă nu este posibilă. În acest sens, în prezent se asimilează datele de compoziție ale meteoriților sideritici (Fe - Ni, + S) cu compoziția nucleului terestru, iar cea a meteoriților litici cu compoziția silicatică a mantalei terestre.

III.3. STRUCTURA INTERNĂ a PĂMÂNTULUI

Structura internă a Pământului este, deci, reprezentată de cele trei mari geosfere (↓) - crusta, mantaua și nucleul (Fig.III.8) - delimitate între ele de zone numite *discontinuități*, datorită faptului că acestea constituie intervale în care se remarcă o discontinuitate distinctă între proprietățile specifice zonelor supra- și subiacente. În particular, denumirea provine de la discontinuitatea valorilor vitezei de propagare a undelor seismice de volum, însă, la modul general, discontinuitățile pot fi și de natură chimică, mineralogică, reologică sau de fază. Există și discontinuități de ordin inferior, care delimitează zone cu proprietăți diferite din cadrul crustei, mantalei și nucleului.

III.3.1. CRUSTA TERESTRĂ (engl. *Earth`s crust*) - este învelișul solid extern al Pământului, care acoperă ca o peliculă subțire partea superioară a acestuia. Crusta s-a format prin solidificarea produ-

selor de topire parțială a mantalei, rezultate în cursul etapelor de început ale istoriei geologice a Pământului.

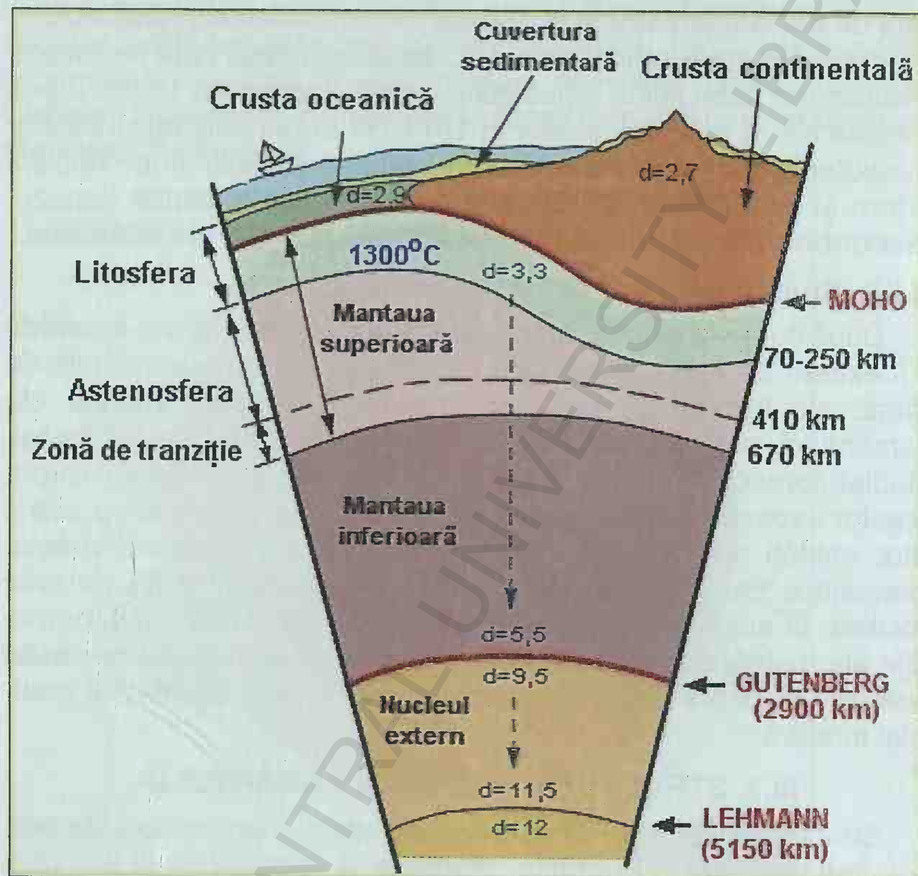


Fig.III.8. ***Structura internă a Pământului*** - sunt marcate (roșu) discontinuitățile ***MOHO, GUTENBERG*** și ***LEHMANN***, care delimitează crusta, mantaua, nucleul extern și intern; este figurată densitatea diferitelor entități (în g/cm^3), precum și izoterma de 1300°C, care marchează limita inferioară a litosferei (www.thinglink.com).

Constituția crustei este în principiu silicatică și este reprezentată de o mare varietate de roci magmatice, metamorfice și sedimentare. Crusta prezintă densitățile cele mai scăzute din cadrul geosferelor terestre, cu valori cuprinse între 2,6-2,9 g/cm^3 și reprezintă 1% din volumul globului terestru. Limita sa față de manta este marcată de ***Discontinuitatea Mohorovičić*** (sau pe scurt, ***Moho***), situată la adâncime variabilă, detectată seismic. Practic, aceste determinări arată că la nivelul globului, crusta are o grosime neregulată, cu

valori de 5-10 km în zona fundului oceanic și în medie de 35 km în zonele continentale (Fig.III.9). Se disting astfel cele două tipuri de crustă terestră: crusta oceanică și cea continentală, fiecare având localizare, grosime, densitate, compoziție și vârstă caracteristice.



Fig.III.9. *Crusta terestră*: harta globală a adâncimii ***discontinuității Moho***, indicând grosimi de sub 10 km ale crustei oceanice și 30-45 km ale crustei continentale; în zona Himalaya, grosimea este de peste 70 km (intervalul dintre izolinii: 10 km) (https://usgs.gov/data/crust/).

III.3.1.1. CRUSTA OCEANICĂ (engl. *oceanic crust*) - constituie planșeul oceanului planetar, care cuprinde aproximativ 71 % din suprafața Pământului și are grosimi reduse comparativ cu crusta continentală: **5-10 km, cu o medie de 7 km**. Crusta oceanică are o densitate medie de **2,9 g/cm³** și un chimism silicatic, dominat de prezența Fe și Mg, fiind considerată în general de **compoziție bazaltică** (bazalte tholeitice de tip *pillow lava*, dolerite, gabbrouri), asociată cu o cuvertură sedimentară care poate depăși 10.000 m grosime. Cele mai vechi tronsoane de crustă oceanică cunoscute au vârste relativ recente comparativ cu vârsta Pământului, cuprinse între 180-200 M.a., indicând acțiunea unui ciclu de formare-distrugere cu o periodicitate aproximativ egală cu această valoare. Acest fapt confirmă o dată în plus teoria tectonicii globale, printr-unul dintre conceptele sale: expansiunea fundului oceanic în zonele de

rift medio-oceanic, concomitent cu consumarea sa în zonele de subducție.

Crusta oceanică prezintă o serie de structuri caracteristice: dorsale medio-oceanice, bazine oceanice, fose oceanice, bazine marginale și bazine interioare.

• **Dorsalele medio-oceanice** (engl. *mid-ocean ridges*) - reprezintă unități structurale masive ale fundului oceanic, constituite într-un sistem de lanțuri muntoase submarine extinse pe aproximativ 70.000 km, în toate oceanele lumii. Acestea sunt generate de un regim tectonic distensiv, care produce o subțiere și fisurare a crustei oceanice, antrenând urcarea către suprafață a materialului magmatic din astenosferă. Presiunea lavei în ascensiune produce ridicarea crustei și formarea unui relief înalt care pornește de pe planșeul oceanic, de la -4.000 sau -5.000 m și ajunge la o altitudine (respectiv, o adâncime) medie remarcabil de constantă pe glob, de aproximativ -2.500 m (Pomerol, 2011). Continuarea mișcărilor divergente face ca în axul dorsalelor, fisurile să penetreze în adâncime, generând falii normale care conduc la prăbușirea secțiunii mediane, cu formarea unei ***văi de rift oceanic*** (engl. *rift valley*) (Fig.III.10).



Fig. III.10. Etapele formării unui rift oceanic și a dorsalei medio-oceanice (www.google.com).

Prin fracturile adânci, transcrustale, din zonele de rift, are loc o activitate vulcanică intensă prin intermediul căreia lava bazaltică urcă la suprafață, în domeniul submarin, se răcește și formează progresiv noi tronsoane de crustă oceanică, care le împing lateral pe cele consolidate anterior. Prin urmare, dorsalele medio-oceanice delimitează marginile constructive ale plăcilor tectonice, de-a lungul cărora se generează în mod continuu crusta oceanică, având vârsta cea mai recentă de pe glob. Exemple de dorsale oceanice: în Oceanul Atlantic: *dorsala medio-atlantică*; în Oceanul Pacific: *dorsala est-pacifică*; în Oceanul Indian: *dorsala sud-vest indiană* și *dorsala sud-est indiană etc.* (*a se vedea Cap.IV*).

• **Bazinele oceanice** (engl. *ocean basins*) - corespund zonelor abisale ale oceanului planetar și ocupă cea mai mare parte a acestuia. Se apreciază că cca. 90 % din planșeul oceanic se află la mai puțin de -6.000 m adâncime și că în medie, câmpiile abisale au o profunzime de -4.800 – -5.000 m. Aceste zone au în general un relief plat, unde se pot dezvolta coline abisale și munți submarini individualizați, aplatizați la partea superioară de eroziunea subaeriană; aceste structuri poartă denumirea de ***guyot***, în onoarea geografului elvețian **Arnold H. Guyot** (1807-1884), iar morfologia lor plană și apropierea de suprafața apei favorizează instalarea recifilor coralieni. În sectoarele stabile, aseismice, ale acestor bazine profunde, planșeul oceanic este acoperit cu depozite mobile (sedimente) cu granulație fină, depuse lent din coloana de apă (argilele roșii de fund oceanic) și / sau materiale cu granulație mai grosieră, transportate de curenții de turbiditate (depozite hemipelagice) – aceste depozite pot uneori să rămână neconsolidate pe parcursul câtorva milioane de ani. Exemple de bazine oceanice: *bazinul nord-american*, *bazinul sud-vest pacific etc.*

De asemenea, în cadrul bazinelor oceanice, o prezență interesantă este cea a platourilor și ridurilor vulcanice, unele dintre acestea fiind datorate activității magmatice a unor panașe mantelice (engl. *magmatic plumes*) de tip *hotspot*, generate de fluxuri enorme de material magmatic, într-o perioadă de timp scurtă din punct de vedere geologic. Aceste platouri submarine reprezintă o parte importantă a **Marilor Provincii Magmatice (engl. *Large Igneous Provinces, LIP*)** de pe glob, care mai cuprind și structuri de acest tip dezvoltate în domeniul continental (ANEXA 2). Dintre platourile vulcanice submarine menționăm (Fig.III.11): **Ontong-Java, Manihiki** (Oceanul Pacific), **Kerguelen, Mascarene, Agulhas** (Oceanul Indian), **Caraibe - Columbia** (Marea Caraibelor) *etc.*, iar în dome-

niul continental menționăm: **Central Atlantic Magmatic Province (CAMP)**, **Paraná-Etendeka** și **North Atlantic Igneous Province (NAIP)** (actualmente situate pe marginile Oceanului Atlantic, dar inițiate în cadrul *PANGAEEI*); **Deccan** și **Rajhmahal** (India); **Siberian Traps** (Nordul Asiei); **Afar** (Estul Africii); **Karoo** (Sudul Africii); **Columbia River** (Nord-vestul Americii de Nord) *etc.* (Torsvik & Cocks, 2017) (*a se vedea apariția și dezvoltarea acestora de-a lungul timpului geologic, în Cap.VI*).

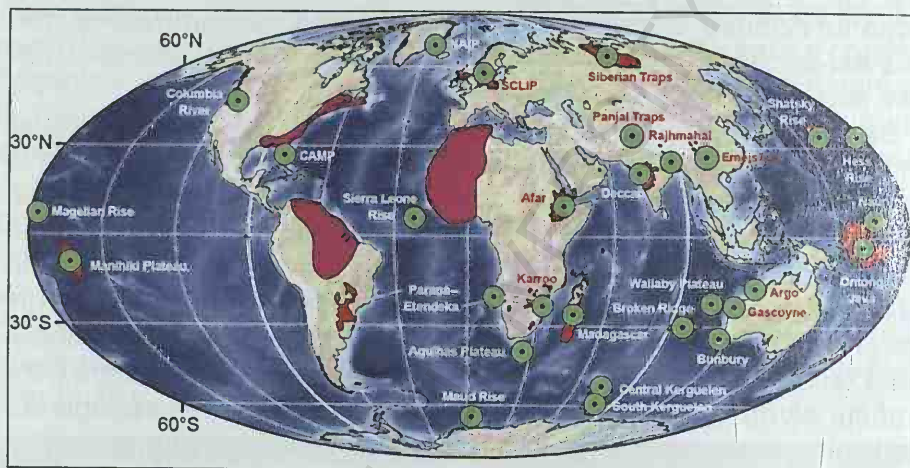


Fig.III.11. *Marile Provincii Magmatice* de pe glob - în domeniul oceanic: ***Ontong-Java***, ***Manihiki*** (Oc. Pacific), ***Kerguelen*** și ***Agulhas*** (Oc. Indian) *etc.*, iar în domeniul continental: ***Central Atlantic Magmatic Province (CAMP)***, ***Paraná-Etendeka*** și ***North Atlantic Igneous Province (NAIP)***; ***Deccan*** și ***Rajhmahal*** (India); ***Siberian Traps*** (Nordul Asiei); ***Afar*** (Estul Africii); ***Karoo*** (Sudul Africii); ***Columbia River*** (Nord-vestul Americii de Nord) *etc.* (Torsvik & Cocks, 2017).

Studiile seismice și gravimetrice au pus în evidență prezența în adâncime, la limita mantalei inferioare / nucleul extern a două imense rezervoare termochimice stabile, care generează panașele mantelice responsabile de vulcanismul de tip *hotspot* din zonele de pe glob circumscrise proiecției în suprafață a acestor corpuri magmatice. Cele două ***Provincii Majore de Viteză Redusă a Undelor Seismice de Forfecare*** (engl. *Large Low Shear-Velocity Provinces, LLSVP*) sunt situate *grosso modo* sub Africa ("***TUZO***") și sub Pacific ("***JASON***") (Garnero *et al.*, 2007; Garnero & McNamara, 2008; Burke, 2011) (Fig.III.12 și III.18).

• **Fosele oceanice** (engl. *oceanic trenches*) - sunt structuri tectonice asociate zonelor de subducție a plăcilor litosferice aflate în mișcare, în regim compresiv (*a se vedea Subducția - Cap.VI*). Acestea sunt depresiuni înguste și adânci de peste 6.000 m, care mar-

chează zona de flexură a plăcii care plonjează în astenosferă, fiind caracterizate de o intensă activitate seismică. Fosele oceanice delimitează marginile distructive ale plăcilor tectonice, de-a lungul cărora, în zonele de subducție, se consumă în mod continuu crusta oceanică, rezultând astfel o scurtare a acesteia și, în timp, o reducere a bazinului oceanic, cu coliziune și închidere finală. Cele mai numeroase și mai adânci fose oceanice de pe glob se găsesc în Oceanul Pacific, între acestea, *fosa Mariane* (11.034 m) fiind cea mai adâncă de pe glob.

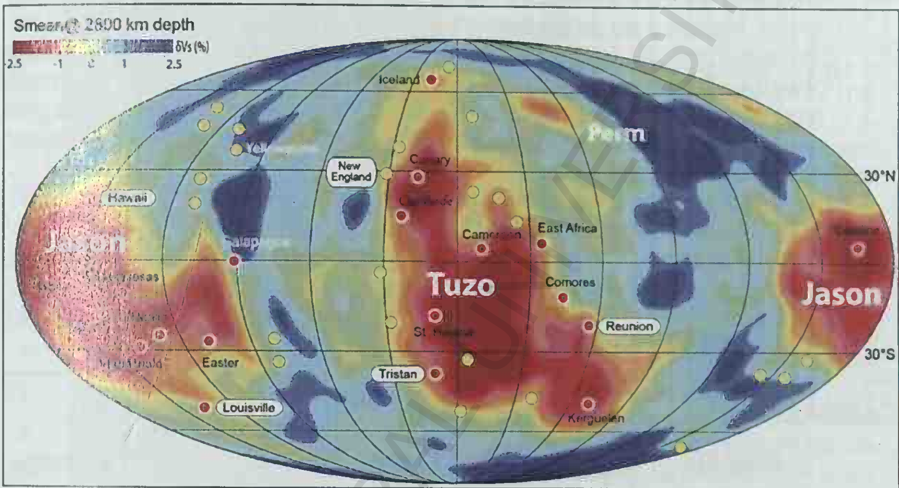


Fig.III.12. Harta poziționării celor două ***Provincii Majore de Viteză Redusă a Undelor de Forfecare*** (engl. *Large Low Shear-Velocity Provinces, LLSVP*), localizate în partea bazală a mantalei inferioare, la limita cu nucleul extern; acestea sunt situate sub Africa ("*TUZO*") și sub Pacific ("***JASON***") și generează fluxuri mantelice ascendente masive, constituind panașele mantelice de tip *hotspot* (Torsvik & Cocks, 2017).

• **Bazinele marine marginale** (engl. *back-arc basins*) - sunt bazine tectonice dezvoltate pe o crustă oceanică subțire, situate fie între un arc insular și continent, fie între două arcuri insulare. Aceste bazine sunt caracteristice vestului Oceanului Pacific și se află în legătură cu zonele de subducție, ceea ce le conferă o instabilitate tectonică importantă și fluxuri termice ridicate. Dintre bazinele marginale inactive menționăm *Marea Japoniei* (situată între arcul Japoniei și continentul asiatic), iar dintre bazinele *back-arc* active, care prezintă riftogeneză și expansiune a fundului oceanic, ca rezultat al scufundării tronsonului aflat în subducție, menționăm *Bazinul Lau* (situat în spatele arcului Insulelor Tonga) și *Bazinul*

Marianelor (situat în spatele arcului Insulelor Mariane) (*a se vedea Subducția - Cap.VI*) .

• **Bazinele marine interioare** (engl. *restricted basins*) - sunt bazine marine parțial izolate de sistemul global al circulației oceanice, ca de exemplu, *Marea Neagră* sau *Golful Mexic.* Caracteristic acestui tip de crustă oceanică este grosimea în general redusă și asocierea cu o cuvertură sedimentară foarte groasă, ce poate depăși 10.000 - 12.000 m; de asemenea, pot fi prezente domuri de sare (halit).

În ceea ce privește bazinul ***Mării Negre***, se consideră că distensiunile create la exteriorul curburii Carpaților au condus la "spargerea" Platformei Moesice pe amplasamentul actual al Pontului Euxin (origine: lat. *Pontus Euxinus,* ← gr. *Eúxeinos Póntos* = Țărmul Ospitalier = Marea Neagră). Ca urmare a fracturărilor produse, diferitele panouri de crustă continentală s-au îndepărtat unele de celelalte, determinând apariția unei cruste lipsite de pătura granitică (Săndulescu, 1984), denumită generic crustă de tip *euxinic.*

Investigațiile geofizice și studiile geologice mai recente (Nikishin *et al.*, 2003; Shillington *et al.*, 2008; Tüysüz, 2011; Graham *et al.*, 2013 *etc.*) consideră că bazinul Mării Negre este un bazin de tip *back-arc*, generat de riftogeneza asociată subducției segmentului oceanic tethysian situat între continentul euroasiatic și blocul continental anatolian, în intervalul Cretacic - Paleocen (Fig.III.13).

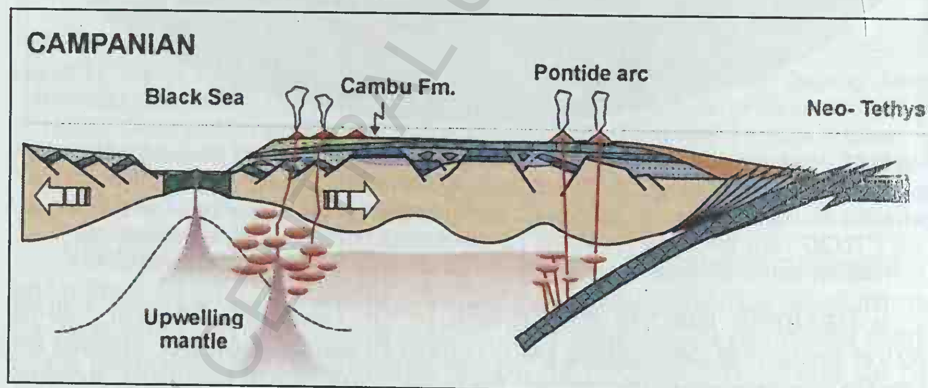


Fig.III.13. Secțiune geologică prin zona de subducție a segmentului oceanic tethysian și a bazinului său *back-arc*, cu riftogeneza și formarea crustei oceanice a ***Mării Negre***, în cursul Campanianului (Cretacic superior) (Tüysüz, 2011).

Bazinul pontic constă din două sub-bazine extensionale distincte (vestic și estic) cu crustă oceanică, separate de crusta continentală a așa-numitei "dorsale" a Mării Negre, constituită din crestele *Andrussov* (în N) și *Archangelsky* (în S). În zona adâncă a bazinului vestic, profilul geofizic indică prezența crustei ocea-nice cu o grosime de 7.000 m, marcată de un aliniament aproape continuu al reflectorului *discontinuității Moho* și transparență seismică deasupra acestuia; aceste aspecte sunt vizibile și

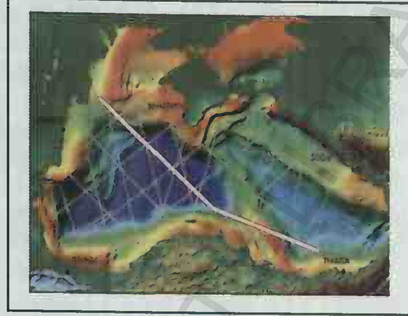


Fig.III.14. Profil geofizic seismic al ***Mării Negre***, pe aliniamentul NW-SE, care intersectează în NW crusta continentală faliată profund, apoi crusta oceanică din bazinul vestic, traversează zona cu crustă continentală a dorsalei medio-pontice și în final interceptează crusta oceanică a bazinului estic. Sunt marcate zonele de tranziție dintre crusta continentală și cea oceanică, iar deasupra celei din urmă, se observă cuvertura sedimentară cu grosimi de aproximativ 14.000 m, având în bază depozitele post-rift de vârstă cretacic superioară; *SDR = seaward-dipping reflectors* = reflectori seismici cu înclinare spre crusta oceanică (bazalte oceanice) → marchează limita dintre crusta oceanică și cea continentală (Graham *et al.*, 2013).

în zona bazinului estic (Fig.III.14). Poziționarea tronsoanelor pontice de crustă oceanică densă la nord de Falia Nord Anatoliană, precum și caracterul dextru al acesteia, au condus la blocarea mișcării către nord a microplăcii anatoliene (a Asiei Mici), în contextul compresiv Pen. Arabică - Eurasia și, în schimb, a determinat deplasarea tectonică a acestei microplăci către vest, ocolind bazinul pontic și producând o seismicitate remarcabilă pe acest aliniament (McClusky *et al.*, 2000; Rangin *et al.*, 2002).

III.3.1.2. CRUSTA CONTINENTALĂ (engl. *continental crust*) - intră în constituția blocurilor continentale de pe glob, având grosimi semnificativ mai mari, comparativ cu crusta oceanică: **în medie 35 km, cu un maximum de peste 70 km** în zona catenelor orogene masive, adânc înrădăcinate în manta, ca de exemplu, Munții Himalaya; la baza crustei continentale (35 km), presiunea este de aproximativ **1 GPa (10.000 atm)**. Crusta continentală prezintă o densitate medie de **2,7 g/cm^3**, chimism silicatic bogat în Si și Al, fiind considerată în general de **compoziție granitică** (roci magmatice, complexe metamorfice), asociată cu o cuvertură sedimentară cu grosimi de mai multe mii de metri. Trebuie menționat faptul că, spre deosebire de crusta oceanică, care are o compoziție bazaltică / bazică într-un sens mult mai strict, crusta continentală este doar în principiu "granitică" și, de fapt, este constituită dintr-o multitudine de tipuri de roci, cu compoziții, structuri și texturi diferite. Blocurile continentale pot conține roci de orice vârstă, de la cele mai recente (cuaternare), până la vârstele cele mai vechi înregistrate pe glob (arhaice), de aproximativ 4 G.a., ceea ce arată că în domeniul continental s-au păstrat zone (aproape) neafectate de procesele evolutive ale Pământului. Crusta continentală prezintă o serie de structuri caracteristice: scuturi, platforme, catene orogene, rifturi continentale.

• **Scuturile** (engl. *continental shields*) și **platformele** (engl. *platforms*) - sunt unități structurale reunite sub denumirea generică de ***cratoni*** (origine: gr. *kratos* = puternic; engl. *craton*), care reprezintă blocuri stabile, rigide, ale crustei continentale, prin comparație cu zonele care din punct de vedere geologic sunt instabile, fiind active tectonic, precum marginile plăcilor tectonice. La nivel litosferic, cratonii sunt constituiți dintr-o crustă continentală relativ groasă și un tronson de manta, iar în componența lor structurală se distinge un etaj inferior numit *fundament* sau *soclu* (engl. *basement*), constituit din roci metamorfice și magmatice de vârstă foarte veche, în general precambriană și un etaj superior, numit *cuvertură sedimentară*, reprezentată de o succesiune de depozite sedimentare cu

vârste mai recente. **Scuturile** sunt constituite preponderent din soclul care apare la zi, în aflorimente, pe mari suprafețe *quasi*-orizontale, cu relief șters, unde eroziunea a înlăturat în totalitate sau în mare parte cuvertura sedimentară. Se consideră că scuturile "au supraviețuit" proceselor tectonice majore, precum cele de coliziune continentală, subducție și orogeneză petrecute de-a lungul timpului geologic și se prezintă astăzi ca vaste zone geografice care constituie nucleele continentelor actuale, conținând cele mai vechi roci descoperite de Pământ. Ca exemple de scuturi menționăm: *Canadian*, *Baltic*, *Siberian (= Angara)*, *Chino - Koreean*, *Guyano - Brazilian*, *Vest-African*, *Etiopiano - Tanzanian*, *Nubiano - Arab, Indian*, *Vest-Australian*, *Est-Antarctic* și altele de dimensiuni reduse (Fig.III.15). **Platformele** sunt unități structurale constituite dintr-un soclu vechi, acoperit în totalitate de o cuvertură sedimentară cu grosimi de câteva mii de metri - de exemplu, *Platforma Est - Europeană (= Rusă)*.

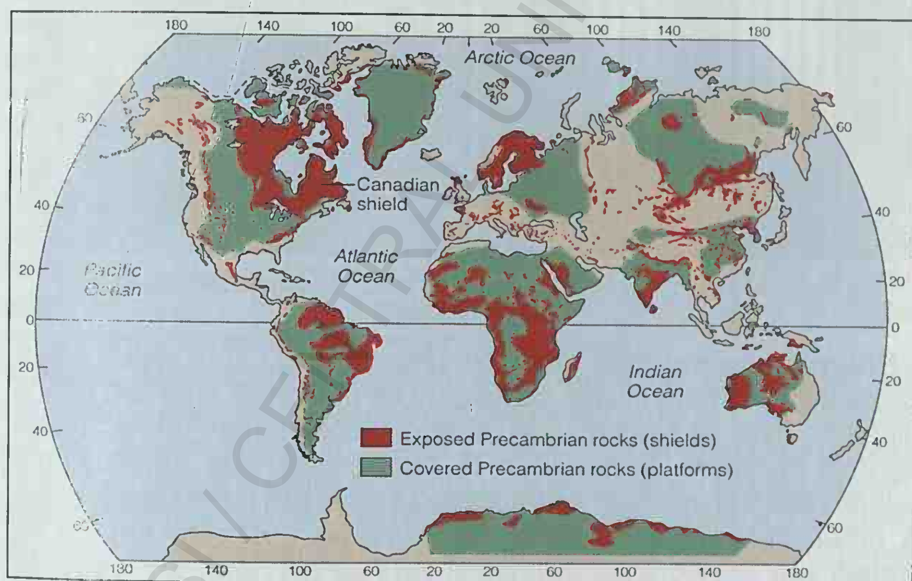


Fig.III.15. Schiță a localizării geografice globale a ***scuturilor*** și ***platformelor*** (Geol 103 Lecture Notes).

• **Lanțurile orogene** (origine: gr. *oros* = munte + gr. *gennan* = geneză; engl. *mountain belt*) - sunt unități structurale majore, corespunzând unui sistem muntos cutat, edificat într-o zonă instabilă tectonic, de scurtare a crustei terestre, pe parcursul unui ciclu geotectonic, cuprinzând mai multe faze orogenetice. În consecință,

refularea pe verticală și aglomerarea materialelor implicate în procesele de orogeneză face ca zonele de orogen să prezinte o crustă extrem de groasă, profund înrădăcinată în mantaua superioară - acestea au ca limită crustală inferioară marcaje ale *discontinuității Moho* cu caracteristici mult mai complexe decât cele din zonele de platformă. În general, lanțurile orogene prezintă un aranjament tectonic complicat, care include cute, falii, încălecări și pânze de șariaj *etc.* Lanțurile orogene mai vechi, de vârstă paleozoică, sunt foarte erodate și prezintă un relief mai șters (de exemplu, Munții Appalachi din America de Nord), în timp de lanțurile mai recente, alpine, de vârstă mezozoică și neozoică, au un aspect mai proaspăt, cu un relief înalt și tectonică activă (de exemplu, catena alpino - carpato - himalayană) (Fig.III.16).



Fig.III.16. (A) ***Munții Appalachi*** (America de Nord); (B) ***Munții Himalaya*** (Asia) (www.google.com).

• **Rifturile continentale** (engl. *continental rifts*) - sunt sisteme tectonice depresionare liniare, cu lungimi de mai multe sute sau mii de kilometri, care se formează în domeniul continental, într-un regim dinamic distensiv. În condițiile în care crusta este supusă unei extensii laterale, aceasta se fracturează după falii normale, care duc la prăbușirea zonei mediane, cu formarea unei structuri de tip graben sau semi-graben, numită și ***vale de rift*** (engl. *rift valley*) (*a se vedea Distensiunea - Cap.IV*). Aceasta este delimitată lateral de abrupturi care pot depăși 3.000 m și poate avea o deschidere de mai multe zeci de kilometri, corespunzând unei anomalii gravimetrice negative. Atunci când zona este foarte activă tectonic, de-a lungul fracturilor adânci magma urcă spre suprafață, generând un vulcanism care se poate manifesta atât în interiorul văii de rift, cât și în zonele adiacente acestuia. De asemenea, zonele de rift conti-

nental sunt caracterizate de o seismicitate importantă, marcată de cutremure cu adâncime a hipocentrului în general mică. Exemple de rifturi continentale: *Riftul Est - African* (Ethiopia, Kenya, Uganda, Rwanda, Burundi, Zambia, Tanzania și Mozambic), *Riftul Baikal* (Rusia) *etc.*

III.3.2. MANTAUA TERESTRĂ (engl. *Earth`s mantle*) - este a doua geosferă a Pământului, situată în poziție mediană, între crustă (față de care este delimitată de ***discontinuitatea Moho***, cu adân-cimi variabile: **5-10 km** sub crusta oceanică și **35-70 km** sub crusta continentală) și nucleu (de care o separă ***Discontinuitatea Gutenberg***, situată la adâncimea de **2.900 km**). Studiile seismice au revelat faptul că mantaua este eterogenă, impunându-se astfel divizarea sa în două secțiuni majore: mantaua superioară și mantaua inferioară, separate de o zonă de tranziție.

III.3.2.1. Mantaua superioară (engl. *upper mantle*) - se întinde de la *discontinuitatea Moho* și până la o adâncime de aproximativ **670 km** și în cadrul acesteia a fost pusă în evidență prezența a două zone cu caracteristici fizice distincte și a unei zone de tranziție către mantaua inferioară. Se consideră că mantaua superioară are o densitate medie de **3,3 g/cm³** și un chimism silicatic ultrabazic, dominat de Fe și Mg, compoziția sa fiind reprezentată de **peridotite** (= roci magmatice având în compoziția mineralogică: olivină, piroxeni, feldspați plagioclazi *etc.*). Prin urmare, *discontinuitatea Moho* delimitează crusta terestră de manta - care sunt diferite atât din punct de vedere chimic și mineralogic-petrografic, cât și din punct de vedere al proprietăților mecanice și seismice.

• **Partea superioară a mantalei superioare** - se află imediat sub *discontinuitatea Moho*, care marchează trecerea la o altă entitate geologică, prin creșterea ușoară a vitezelor de propagare a undelor seismice, indicând astfel existența unei densități și rigidități / incompresibilități mai ridicate decât cele ale crustei (oceanică și continentală). Această primă parte a mantalei superioare aderă la crusta supraiacentă, constituind împreună **litosfera** (gr. *lithos* = piatră + sferă → sferă de piatră, rigidă; engl. *lithosphere*). Litosfera are o constituție solidă și un comportament rigid, ceea ce determină fragmentarea sa în tronsoane (sau plăci) litosferice, atunci când este supusă tensiunilor geotectonice. Litosfera prezintă grosimi de **7-100 km (în domeniul oceanic)** și până la **200 km (în domeniul continental),** cu **o medie de 125 km**, iar limita sa inferioară este determinată pe criterii termice, de atingerea **izotermei de 1.300°C**

(Fig.III.17). Deoarece grosimea litosferei este reflectată de regimul termic din manta, se poate observa că în zona dorsalelor medio-oceanice, în care mantaua fierbinte urcă spre riftul oceanic, litosfera este foarte subțire (la fel ca și crusta oceanică de la partea sa superioară): 10-15 km în cazul unei dorsale lente și doar 6-7 km în cazul uneia rapide, la care izoterma de 1.300°C este practic situată la acoperișul camerei magmatice.

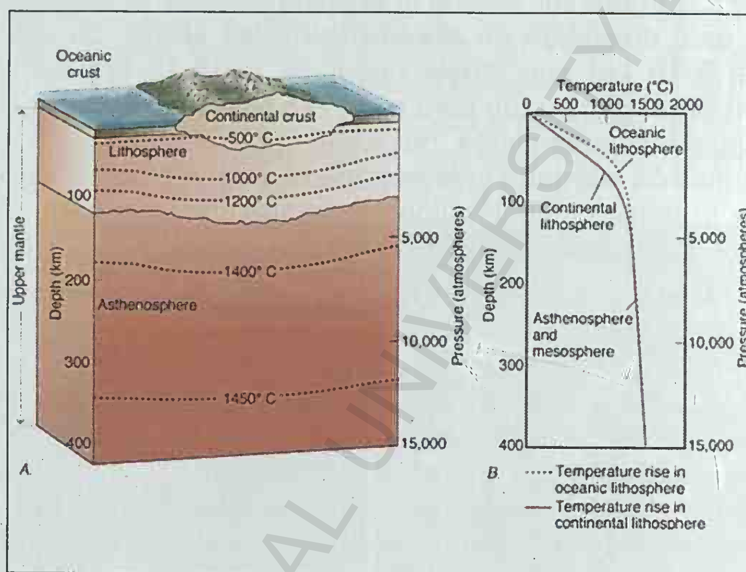


Fig.III.17. Limita dintre litosferă și astenosferă: ***izoterma de 1300°C*** - situată la adâncimea medie de aproximativ 125 km (www.google.com).

Pe măsură ce crusta oceanică generată în zona de rift se deplasează lateral, îndepărtându-se de axul dorsalei, aceasta se răcește progresiv și se contractă, iar materialul mantelic care aderă la baza sa, se răcește de asemenea lent în profunzime, ducând la coborârea izotermei de 1.300°C. Acest fenomen face ca litosfera oceanică, în ansamblul ei, să se îngroașe treptat și să se afunde, pe măsura îndepărtării de dorsală și respectiv, a creșterii vârstei sale geologice, generând în același timp adâncimile abisale ale bazinelor oceanice. În zonele de subducție, litosfera oceanică poate ajunge la grosimi de aproximativ 100 km, ceea ce le conferă tronsoanelor litosferice capacitatea exercitării unei tracțiuni (engl. *slab-pull*) asupra plăcii în ansamblu, fenomen ce constituie o parte a mecanismului de expansiune oceanică. În zonele de craton, sub care convecția este foarte puțin activă, deci și activitatea termică este mai redusă, temperaturile apropiate de 1.300°C sunt atinse și

mai în profunzime, astfel încât litosfera continentală are grosimi ce pot depăși 200 km.

• **Partea mediană a mantalei superioare** - se întinde de la baza litosferei (**125 km** în medie) și până la adâncimea de aproximativ **410 km**. Scăderea accentuată a vitezelor de propagare a undelor seismice - de unde și denumirea inițială a aceasteia de ***Zonă de viteză redusă*** (engl. *Low Velocity Zone, LVZ*) - indică o densitate și rigiditate / incompresibilitate mai scăzute decât cele ale litosferei, care sunt specifice unui corp solid de consistență vâscoasă.

Așadar, dincolo de adâncimea medie de 125 km, caracteristicile reologice ale rocilor peridotitice se schimbă: temperaturile sunt suficient de ridicate (> 1.300°C) pentru ca aproximativ 1-2% din cristalele peridotitelor să se topească parțial, conducând la formarea unei pelicule fine de material topit care acoperă granulele solide, generând un comportament ductil al rocii în ansamblul ei. Ca urmare, această porțiune din mantaua superioară are capacitatea unei curgeri plastice lente, care presupune o deformare fără rupere, rocile constituente rămânând în stare cristalizată (fapt atestat de propagarea undelor seismice *S*). Acestă zonă se numește **astenosferă** (origine: gr. *asthenos* = fără rezistență + sferă → sferă fără rezistență, sau fără rigiditate; engl. *asthenosphere*) și reprezintă suportul plastic pe care se deplasează tronsoanele rigide de litosferă aflate deasupra acesteia. Mai exact, vâscozitatea peridotitelor din mantaua astenosferică (de aproximativ 10^{20} *Pa·s*) permite viteze de deplasare de ordinul cm/an, determinate de curenții de convecție generați în astenosferă sub influența diferențelor termodinamice. Se poate spune, deci, că astenosfera este sediul unui transport de materie la scară planetară, care, împreună cu litosfera supraiacentă, asigură funcționarea mecanismelor de ascensiune a magmelor în zonele de rift, deplasarea plăcilor tectonice, formarea și distrugerea crustei oceanice *etc.* - reunite toate în baza conceptuală a teoriei tectonicii globale.

• **Zona de tranziție spre mantaua inferioară** - este situată între **410 km** și **670 km** și este caracterizată de creșterea progresivă a vitezelor de propagare a undelor seismice, ceea ce indică o revenire la starea de rigiditate a materialului mantelic. Studiile experimentale au arătat că acest fapt s-ar datora mai curând unui rearanjament al structurii cristaline, decât unei modificări compoziționale. Altfel spus, la adâncimi de peste 400 km, olivina, care este constituentul principal al peridotitelor, devine instabilă și elementele chimice din compoziția sa tind să se reorganizeze sub efectul presiunii (care are

valori de aproximativ **20 GPa = 200.000 atm**), în polimorfi ai săi cu structuri mai dense și cu distanțe inter-atomice mai scurte, precum **wadsleyitul** și **ringwooditul** (cu structură de tipul spinelilor).

În ansamblul său, constituția mantalei superioare corespunde compoziției rocilor ultrabazice, în esență de tipul peridotitelor și în subsidiar de tipul dunitelor, gabbrourilor, serpentinitelor, eclogitelor, amfibolitelor *etc.* Peridotitul fiind constituit în principal din olivină, se admite că aceasta este mineralul dominant din mantaua superioară, urmat de ortopiroxen, clinopiroxen și o fază bogată în Al, care poate fi reprezentată de plagioclazi, spineli sau granați, în funcție de presiune (White, 1999).

III.3.2.2. Mantaua inferioară (engl. *lower mantle*) - numită și **mezosferă** (gr. *mesos* = de mijloc + sferă → sferă cu poziție mediană; engl. *mesosphere*), este situată între **670 km** și **2.900 km**, unde ***Discontinuitatea Gutenberg*** o separă de nucleul extern. Această zonă este caracterizată de creșterea graduală a vitezei de propagare a undelor seismice, deoarece presiunea litostatică din ce în ce mai ridicată induce rocilor o rigiditate și o incompresibilitate mai mare decât cea a secțiunii anterioare. În cadrul său au fost puse în evidență mai multe discontinuități minore. Se consideră că mantaua inferioară are o densitate medie de **5,5 g/cm^3** și un chimism silicatic ultrabazic, similar mantalei superioare. La aceste adâncimi, mineralele peridotitice devin instabile, iar faza minerală principală se consideră că este reprezentată de **perovskitul silicatic (= bridgmanit)** și **feropericlaz**. Temperaturile din mantaua inferioară sunt situate între **1.500°C** spre partea sa superioară și cca. **3.700°C** către contactul cu nucleul fierbinte, iar presiunea la baza mantalei se consideră a fi de **140 GPa (= 1.400.000 atm)**.

Cercetătorii nu au ajuns în prezent la un consens privind structura și comportamentul mantalei inferioare și în special al zonei situate în apropierea nucleului extern. Unii dintre aceștia consideră mantaua inferioară ca fiind complet imobilă și lipsită de potențialul de a transfera căldură prin convecție, în timp ce alții cred că tronsoane din litosfera coborâtă în profunzime în zonele de subducție, au ajuns până la această adâncime și s-au stabilit aici, fiind apoi reciclate.
Această ultimă ipoteză începe să câștige teren prin faptul că rezultatele studiilor de tomografie seismică au pus în evidență existența la limita mantalei inferioare cu nucleul extern a două ***Provincii Majore de Viteză Redusă a Undelor Seismice de Forfecare*** (engl. *Large Low Shear-Velocity Provinces, LLSVP*), situate *grosso modo* sub Africa (denumită "***TUZO***") și sub Pacific (denumită "***JASON***") (Garnero *et al.*, 2007; Garnero & McNamara, 2008; Burke, 2011) (Fig.III.18). Aceste imense rezervoare termochimice stabile prezintă o eterogenitate deosebită, pusă în evidență de existența multiplilor reflectori seismici, indicând o extensie verticală până spre o limită superioară situată la cca. 150-300 km (sau chiar 600 km) deasupra limitei manta / nucleu (Shang *et al.*, 2014). Modelarea

geodinamică a acestor provincii mantelice, realizată pe baza datelor structurale și reologice obținute, sugerează faptul că acestea exercită un control nemijlocit asupra pierderilor de căldură din nucleu și configurării unei convecții "unice", cu celule convective extinse din astenosferă și până la baza mantalei inferioare. În acest mod, tronsoanele de litosferă subduse coboară în astenosferă și fie staționează în zona de tranziție (670 km adâncime), fie pe parcursul câtorva milioane de ani, se scufundă în continuare în mantaua inferioară, ajungând să staționeze la limita cu nucleul, constituind așa-numitul "cimitir de tronsoane litosferice" (engl. *slab graveyard*). Materialul topit din cadrul provinciilor astfel formate este apoi reciclat spre suprafață, iar o parte a acestuia constituie panașele mantelice (engl. *mantle plumes*) care generează vulcanismul de tip *hotspot*, neasociat marginilor plăcilor tectonice.

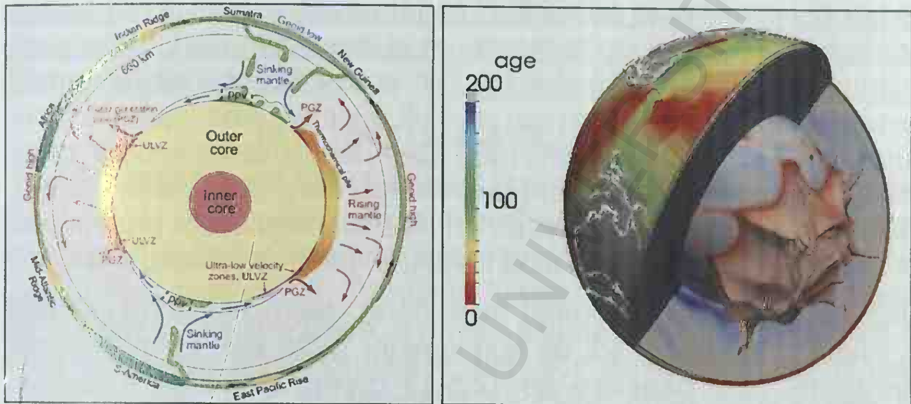


Fig.III. 18 (A) Secțiune aproximativ ecuatorială a Pământului, indicând poziționarea a două ***Provincii majore de viteză redusă a undelor de forfecare*** (engl. *Large Low Shear-Velocity Provinces, LLSVP*) (portocaliu), situate diametral opus: aproximativ sub Africa (denumită "***TUZO***") și sub Pacificul de vest (denumită "***JASON***"); localizate în partea inferioară a mantalei inferioare, la limita cu nucleul extern, aceste zone generează fluxuri mantelice ascendente (săgețile roșii), care produc bombamente ale suprafeței geoidului de referință și favorizează inițierea ocazională a panașelor mantelice de tip *hotspot*; tronsoane de crustă oceanică (verde) coboară prin subducție în astenosferă și mai jos, până în mantaua inferioară, în vestul Americilor și estul Asiei și Australiei, generând zone depresionare ale geoidului (https://www.mn.uio.no/ceed/english/research/subjects/deep-earth/); (**B**) model 3D al *LLSVP* http://web.gps.caltech.edu/~gurnis//Old/deep.html).

III.3.3. NUCLEUL TERESTRU (engl. *Earth`s core*) - constituie geosfera cea mai profundă a Pământului, numită și **centrosferă**. Prezintă o rază (3.470 km) mai mare decât jumătatea razei terestre și este constituit dintr-un material de densitate ridicată, considerat a fi de compoziție metalică (Fe-Ni și probabil S), similar meteoriților sideritici. Modul de propagare a undelor seismice arată că, în funcție de caracteristicile geofizice, se distinge un nucleu extern și unul intern, separate de o zonă de discontinuitate importantă.

III.3.3.1. Nucleul extern (engl. *outer core*) - se întinde de la adâncimea de **2.900 km**, unde ***Discontinuitatea Gutenberg*** îl delimitează față de mantaua inferioară și până la **5.150 km**, unde ***Discontinuitatea Lehmann*** il separă de nucleul intern. Undele seismice *P* prezintă viteze de propagare mult reduse, iar undele *S* nu traversează de loc nucleul extern, ceea ce reprezintă un indicator al stării fluide a acestuia. Materialul metalic în stare topită se află la temperaturi de 3.500-4.000°C și are o densitate de **9,9- 12 g/cm³**. Deoarece la limita cu nucleul intern temperatura este și mai ridicată, în interiorul nucleului extern fluid se formează curenți de convecție (datorită gradienților de temperatură și densitate) care generează câmpul magnetic al Pământului. Din cauza faptului că în nucleul extern temperaturile depășesc cu mult *punctul Curie* specific fierului (770°C) și cel al nichelului (358°C) (= temperatura la care materialele feromagnetice își pierd proprietățile magnetice permanente), rezultă că magnetismul terestru nu este un magnetism permanent, ci acesta se generează în mod continuu, printr-un efect de dinam.

III.3.3.2. Nucleul intern (engl. *inner core*) - reprezintă zona centrală a Pământului, cu o rază de aproximativ **1.220 km**, constituită din fier-nichel cu o densitate de **12,5-13 g/cm³**. Reluarea traiectului undelor *S* și creșterea vitezelor undelor *P* indică faptul că acesta se află în stare solidă. Temperaturile foarte ridicate, de peste **5.500°C** ar duce la topirea materialului metalic din constituția nucleului intern, însă presiunile mai ridicate decât în nucleul extern (de aproximativ **360 GPa = 3.600.000 atm**) împiedică acest lucru, determinând starea solidă a acestuia. Pe termen lung, se consideră că răcirea treptată a Pământului conduce la o cristalizare progresivă a fluidului din nucleul extern și la creșterea proporțională a dimensiunii nucleului intern.

CAPITOLUL IV
GEODINAMICĂ INTERNĂ

În cadrul vastului domeniu de studiu al *Geodinamicii*, reprezentat de sistemul terestru, cea mai mare parte a acestuia se ocupă de secțiunea internă, adică de investigarea proceselor care au loc în zonele profunde ale planetei, în vederea descifrării comportamentului materialelor telurice, a modului de transfer al energiei interne și a generării structurilor tectonice - cu finalitatea de a stabili o linie evolutivă a fenomenelor tectonice terestre, în majoritatea lor globale și permanente.

IV.1. TECTONICA GLOBALĂ

TECTONICA GLOBALĂ sau **Tectonica plăcilor litosferice** (engl. *plate tectonics*) este o teorie științifică modernă, asupra structurii și evoluției dinamice a litosferei terestre, în interacțiune cu astenosfera subiacentă. Termenul "global" arată că această teorie furnizează o imagine vastă, globală, asupra modului de formare a celor mai multe dintre structurile tectonice existente în cadrul litosferei, precum și a fenomenelor asociate: rifturi continentale și oceanice, arcuri insulare, fose oceanice, catene orogene, subducție, vulcanism, seismicitate *etc.* Teoria tectonicii plăcilor a introdus concepte științifice revoluționare care au avut un impact major asupra dezvoltării științelor Pământului, similar cu cel al ideilor darwiniste asupra evoluției speciilor, la sfârșitul secolului XIX. Finalizată la sfârșitul anilor '60 ai secolului trecut și unanim acceptată astăzi, Teoria tectonicii globale reprezintă cristalizarea ideilor și investigațiilor științifice desfășurate pe parcursul mai multor decenii.

În esență, ***Teoria Tectonicii Globale*** integrează date multidisciplinare, în principal de natură geologică, geofizică, geomecanică, structurală, petrologică și mineralogică, reunindu-le într-o schemă logică și coerentă, care se bazează pe câteva concepte esențiale: (1) deriva continentelor; (2) expansiunea fundului oceanic și (3) paleomagnetismul acestuia; (4) constituirea litosferei din plăci tectonice distincte.

■ **IV.1.1. Deriva continentelor** (engl. *continental drift*) - reprezintă un concept științific precursor al teoriei tectonicii globale, bazat pe ideea deplasării la scară globală a continentelor și care a constituit

punctul de plecare al investigațiilor realizate cu scopul descifrării configurației continentale din trecutul geologic al Pământului.

Abordat cu mult înaintea secolului XX, conceptul ***Derivei Continentelor*** s-a dezvoltat inițial ca urmare a observării cartografice a complementarității liniilor de coastă ale diferitelor continente și cu precădere a celor estice ale Americii de Sud cu cele vestice ale Africii. Printre oamenii de știință care au avansat ipoteze în acest sens, se numără cartograful și geograful flamand **Abraham Orthelius** (1527-1598) în 1596, filosoful și scriitorul englez **Sir Francis Bacon** (1561-1626) în 1620, naturalistul german **Alexander von Humboldt** (1769-1859) în 1800, naturalistul francez **Georges-Louis Leclerc, conte de Buffon** (1707-1788), geograful francez **Antonio Snider-Pellegrini** (1802-1885), geologul austriac **Eduard Suess** (1831-1914), geologul american **Franck B. Taylor** (1860-1938) și alții.

Dacă primii dintre aceștia s-au limitat la enunțarea ipotezelor privind unitatea continentală, fără a aduce argumente în acest sens, Snider-Pellegrini (1858) este cel care a realizat primul studiu științific asupra derivei continentelor, în lucrarea sa *"La création et ses mystères dévoilés"* (fr. "Creația și misterele sale dezvăluite"). Chiar dacă a abordat punctul de vedere catastrofist al potopului biblic, studiul are meritul de a fi adus argumente științifice în favoarea unității continentale (Fig. IV.1), prin identificarea unor fosile vegetale comune depozitelor carbonifere din Europa și America de Nord.

Suess (1885), adept al teoriei contracționiste a evoluției terestre, a atribuit prezența fosilelor ferigii paleozoice *Glossopteris* pe toate blocurile continentale australe (*America de Sud, Africa, Madagascar, India, Australia, Noua Zeelandă* și *Antarctica*) ipotezei că acestea au fost cândva reunite într-un singur continent sudic, pe care l-a denumit ***GONDWANA***; a introdus de asemenea și ideea existenței unui ocean care separa continentele sudice de cele nordice, denumit ***TETHYS***.

Taylor (1908) a prezentat ipoteza sa asupra formării centurilor orogene terțiare de pe glob, propunând pentru prima dată termenul de *coliziune a păturilor crustale*, deplasate orizontal mii de kilometri, pe un substrat plastic, anticipând astfel ideile moderne asupra orogenezei și tectonicii globale.

Alfred Wegener (1880-1930) (Fig.IV.2.A), geofizician, climatolog și explorator polar german, este cel care a avansat pentru prima dată, în 1912, ipoteza modernă și documentată științific a deplasării continentelor, publicată ulterior în lucrarea sa *"Die Entstehung der Kontinente und Ozeane"* (germ. "Originea continentelor și oceanelor") (1915), în care utilizează pentru prima dată termenul <u>deriva continentelor</u> (origine: germ. *Verschiebung der Kontinente*; engl. *continental drift*). ***Teoria derivei continentale*** (Wegener, 1915) postulează că toate continentele au fost unite la sfârșitul Paleozoicului (Carbonifer - Permian), într-un supercontinent unic, extins de la un pol la celălalt, numit ***PANGAEA*** (gr. *pan* = uniune + *Gaea* = zeița pământului în mitologia greacă → pământ unic) (Fig.IV.2.B) și înconjurat de superoceanul numit ***PANTHALASSA*** (gr. *pan* = uniune + *thalassa* = mare, ocean → ocean unic).

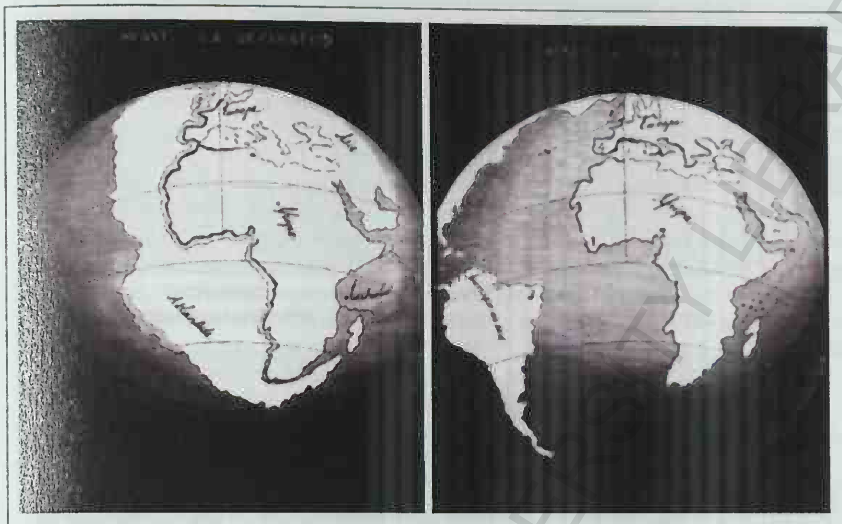


Fig.IV.1. Schițe ilustrând separarea continentală a Americii de Sud de Africa, din lucrarea *"La création et ses mystères dévoilés"* (fr. "Creația și misterele sale dezvăluite") de ***Snider-Pellegrini*** (1858) (http://www.xearththeory.com/growing-earth-theory-2/).

Ulterior, începând din Mezozoic, Pangaea s-a fisurat şi s-a fracturat în mod repetat, generând blocuri continentale care s-au deplasat unele față de celelalte pe cuprinsul globului terestru, în configuraţii succesive (Fig.IV.3), ajungând în cele din urmă la poziţia geografică actuală.

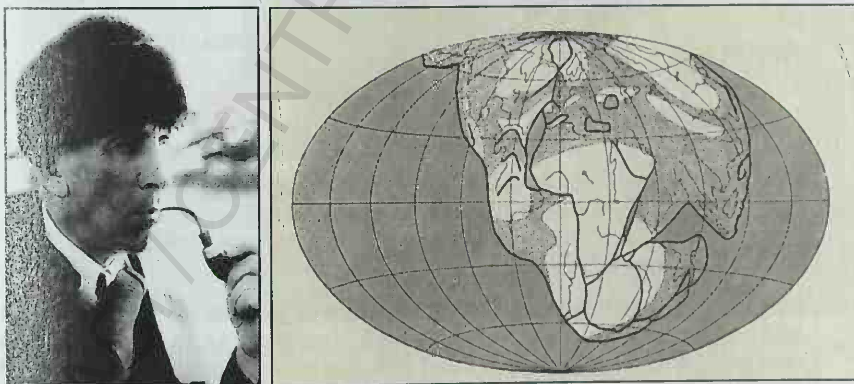


Fig.IV.2. (**A**) *Alfred Wegener* (1880-1930) - geofizician, climatolog și explorator polar german; (**B**) *PANGAEA* - continentul unic paleozoic figurat de Wegener în lucrarea sa *"Die Entstehung der Kontinente und Ozeane"* (germ. *"Originea continentelor și oceanelor"*) (1915) (http://www.lindahall.org/alfred-wegener/).

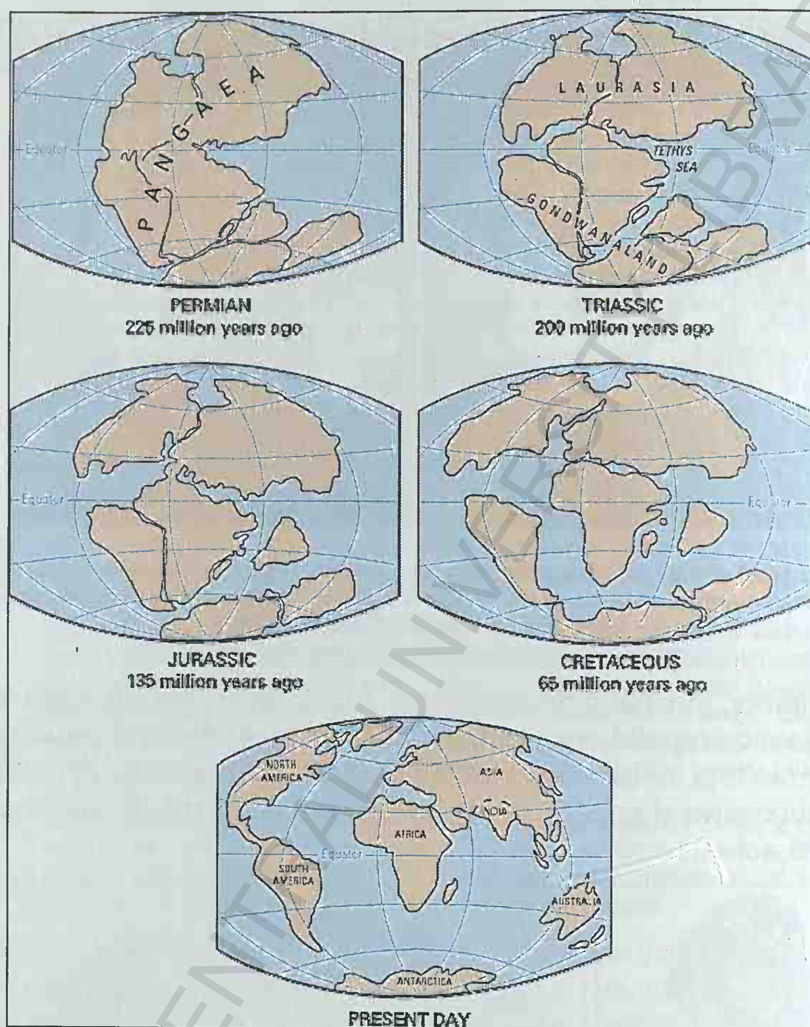


Fig.IV.3. Supercontinentul ***PANGAEA*** (Permian = sfârșitul Paleozoicului) și blocurile continentale rezultate din fracturarea sa, dispuse în configurații geografice succesive (Triasic, Jurasic, Cretacic = Mezozoic), până astăzi - interpretare modernă (*Encyclopaedia Britannica*).

În timpul lui Wegener, ***Teoria contracționistă***, larg acceptată în epocă, explica faptul că Pământul aflat inițial în stare topită, a continuat să se răcească și să se contracte, acest fenomen producând atât diferențierea materialului terestru în adâncime, cu formarea geosferelor denumite de Suess (1885) ***Sial, Sima*** și ***Nife*** (respectiv: crusta, mantaua și nucleul - denumite după elementele chimice constituente: Si-Al, Si-Mg și Ni-Fe), cât și generarea în suprafață a unor puternice forțe de compresiune. Conform acestui model, la scară globală, contracția ar fi produs scufundarea unor regiuni (bazinele oceanice) și prin compensare, ridicarea altora (blocurile continentale). Similitudinile floristice și faunistice identificate pe continente diferite erau explicate prin prezența unor "poduri" continentale care tra-

versau oceanele, permițând migrația speciilor, iar scufundarea acestor puncte de trecere conducea la izolarea blocurior continentale.
Wegener nu a acceptat această teorie, care nu explica repartiția lanțurilor orogene în centuri localizate pe glob și nici complementaritatea liniilor de coastă ale continentelor, iar ideea scufundării verticale a unor porțiuni de crustă continentală (cu densitate scăzută), în cadrul crustei oceanice (mai dense) contravenea ***principiului izostaziei*** (= starea de echilibru gravitațional între crustă și mantaua terestră), al cărui adept era.
În consecință, Wegener a adus numeroase argumente în favoarea propriei teorii, în principal de natură geofizică, geologică, paleontologică și paleoclimatică. Pornind, ca și predecesorii săi de la complementaritatea liniilor de coastă sud-americane și vest-africane (considerată mai evidentă la nivelul marginilor platoului continental, decât la cel al liniilor de țărm) și continuând cu o analiză statistică a topografiei marine și terestre, Wegener a arătat că există o continuitate de o parte și de cealaltă a Oceanului Atlantic în ceea ce privește extinderea unor structuri cratonizate foarte vechi, de vârstă precambriană (de exemplu, regiunea São Louís de Maranhão din Brazilia reprezintă o extensie a cratonului vest-african). De asemenea, preluând ideile predecesorilor săi asupra distribuției florei fosile cu *Glossopteris* și a fosilelor de *Mesosaurus* și *Cynognatus* pe continentele sudice (Fig.IV.4), Wegener a lărgit spectrul genurilor fosile răspândite pe blocurile continentale ale *GONDWANEI*, până la nivelul Mezozoicului, după care acestea s-au diversificat datorită divergenței tectonice.

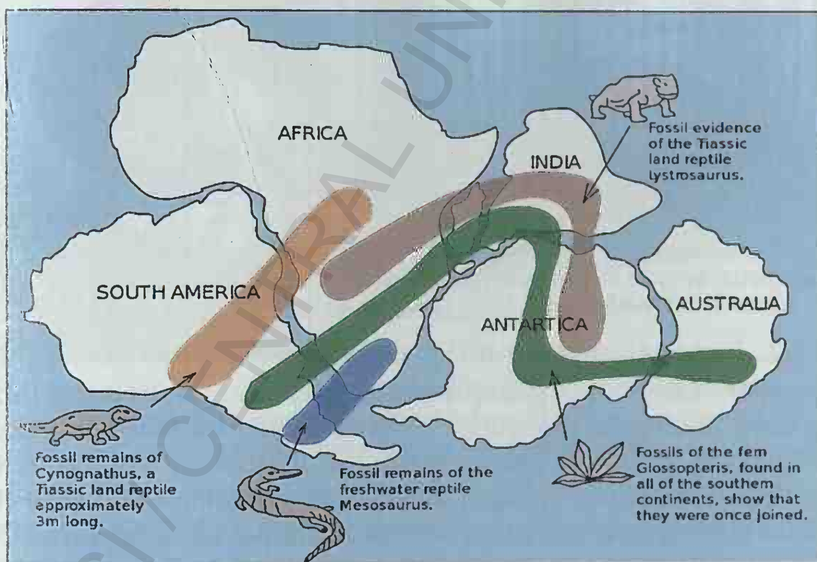


Fig.IV.4. Argumente aduse în favoarea ***Teoriei derivei continentale***: distribuția florei cu *Glossopteris*, precum și a fosilelor de *Cynognathus*, *Mesosaurus* și *Lystrosaurus* pe toate blocurile continentale sudice (http://science3lee.weebly.com/evidence-of-sea-floor-spreading-and-pangaea.html).

Nu în ultimul rând, Wegener a documentat cu minuțiozitate aspectele reconstituirii paleoclimatice și, cercetând pozițiile latitudinale actuale ale depozitelor glaciare (tillite) (Fig.IV.5) și huilifere (cu fosile de plante *pteridophyte*) de vârstă carbonifera, a concluzionat că neconcordanța acestora cu latitudinile specifice ambi-

entului lor propriu de formare (poziție circumpolară și respectiv ecuatorială) s-ar putea explica prin situarea blocurilor continentale respective în alt context geografic în timpul Carboniferului.
În prezent, s-au documentat și alte argumente în favoarea teoriei lui Wegener, între care: continuitatea lanțului orogen caledonian (Paleozoic inferior), care poate fi urmărit din Scandinavia către vest, prin Scoția, Groenlanda și până în estul Americii de Nord (Munții Appalachi); continuitatea lanțului orogen varistic (Paleozoic superior), urmărit din NW Africii, Europa Centrală și Sudică și până în Asia Centrală; continuitatea platoului bazaltic Paraná - Etendeka (Paraná situat în America de Sud și Etendeka în SW Africii) *etc.*
Din nefericire, Wegener nu a putut explica în mod satisfăcător mecanismul de deplasare a blocurilor continentale și nici forțele care îl determină și în consecință, teoria sa, considerată speculativă, a fost respinsă în mod categoric de comunitatea științifică a epocii.

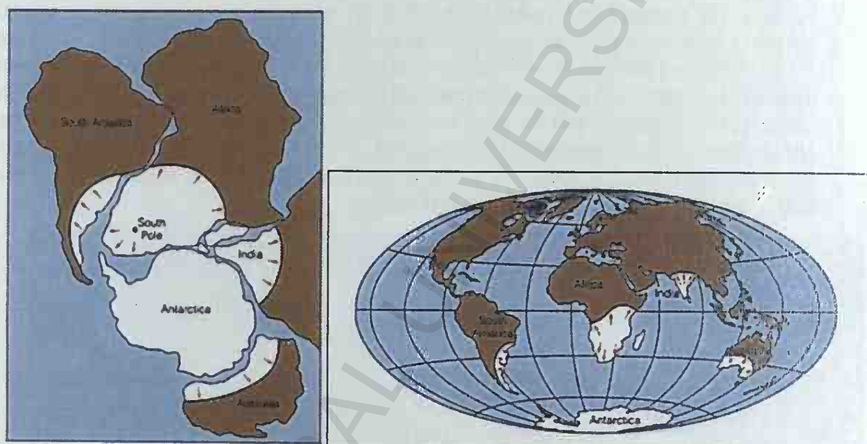


Fig.IV.5. Extinderea depozitelor de *tillite* atestând prezența glaciației carbonifere, descoperite pe toate blocurile continentale aflate în constituția supercontinentului austral *GONDWANA* (http://www.geol.wwu.edu/rjmitch/L3_tectonics.pdf).

■ **IV.1.2. Expansiunea fundului oceanic** (engl. *sea-floor spreading*) - reprezintă conceptul științific care, jumătate de secol după expunerea teoriei lui Wegener, a condus la validarea acesteia, contribuind la fondarea *Teoriei tectonicii globale*. În timp ce teoria derivei continentelor a furnizat argumente științifice din cadrul domeniului continental, teoria expansiunii fundului oceanic a fost cea care a adus în completare date referitoare la constituția și evoluția domeniului crustei oceanice și respectiv a litosferei oceanice.

Morfologia fundului oceanic începuse deja să fie cunoscută încă din a doua jumătate a secolului XIX, când, expediția oceanografică britanică aflată la bordul vasului ***HMS CHALLENGER*** a navigat 130.000 km în jurul globului (1872-1876), explorând apele oceanului planetar și colectând probe și date din diverse domenii științifice. Cu această ocazie, a fost descoperită dorsala medio-atlantică, iar morfologia părții sale nordice a fost studiată în mod deosebit, în vederea stabilirii traseului de poziționare a cablului telegrafic trans-atlantic între Europa și America

de Nord. Confirmarea existenței acestui tronson masiv de dorsală, precum și detalii asupra părții sale sudice au fost obținute ulterior prin utilizarea tehnicii *sonar*, în cadrul expediției oceanografice germane ***METEOR*** (1925-1927) - aceasta a pus în evidență extensia dorsalei medio-atlantice în jurul sudului Africii și continuarea sa în Oceanul Indian.

Cercetările geologice și geofizice realizate în anii '50 ai secolului XX, începând cu cartografierea fundului oceanic de către oamenii de știință americani **Maurice Ewing, Bruce Heezen** și **Marie Tharp**, au relevat faptul că dorsala medio-atlantică reprezintă doar o parte a unui vast sistem global de dorsale medio-oceanice, extins pe mai mult de 70.000 km, în toate oceanele lumii (Ewing *et al.*, 1953; Heezen & Tharp, 1954; Hill & Laughton, 1954).

Geologul american **Harry H. Hess** (1906-1969) (Fig.IV.6.A) a enunțat la începutul anilor '60 ***Teoria expansiunii fundului oceanic***, care postulează că de-a lungul rifturilor situate în axul dorsalelor medio-oceanice, fundul oceanic se generează în mod continuu și se deplasează lateral (ca un dublu covor rulant), ca urmare a răcirii materialului magmatic bazaltic care erupe din astenosferă, în zona acestor rifturi (Hess, 1962) (Fig.IV.6.B).



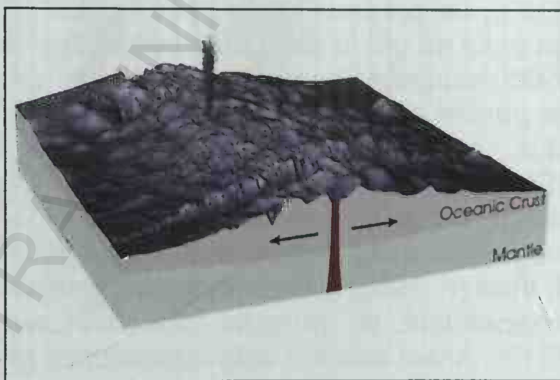


Fig.IV.6. (**A**) *Harry H. Hess* (1906-1969) - geolog și contra-amiral american în rezervă; (**B**) Expansiunea laterală a fundului oceanic, de-a lungul dorsalelor medio-oceanice (www.google.com).

Aproximativ în același interval, geologul american **Robert S. Dietz** (1914-1995) a realizat in mod independent un model similar, în care a propus pentru prima dată termenul de expansiune a fundului oceanic (engl. *sea-floor spreading*) și, în plus, a precizat faptul că deplasarea laterală se realizează nu doar la baza crustei terestre, ci la baza **litosferei** - entitate formată din crustă și partea superioară a mantalei superioare (Dietz, 1961). Astfel, Hess și Dietz au furnizat elementul-cheie care lipsea teoriei lui Wegener: mecanismul de deplasare a blocurilor continentale pe suportul plastic al astenosferei, datorită curenților de convecție din cadrul acesteia și

a tracțiunilor exercitate de tronsoanele plăcilor litosferice răcite și îngroșate.

■ **IV.1.3. Paleomagnetismul fundului oceanic** (engl. *ocean floor paleomagnetism*) - se referă la un magnetism trecut, sau fosil, bazat pe existența proprietăților feromagnetice ale elementelor metalice (Fe, Ni) din constituția mineralelor și rocilor care formează planșeul oceanic. Acest paleomagnetism manifestat de-a lungul timpurilor geologice s-a conservat sub forma unor anomalii magnetice în cadrul crustei oceanice bazaltice generate de o parte și de cealaltă a rifturilor medio-oceanice. Fondarea acestui concept științific a adus un sprijin important teoriei expansiunii fundului oceanic, demonstrându-i veridicitatea cu ajutorul datelor de magnetism termoremanent obținute din analiza bazaltelor de fund oceanic.

Paleomagnetismul curgerilor bazaltice a fost inițial studiat în domeniul continental de către geofizianul francez **Antoine J.B. Brunhes** (1867-1910) și de japonezul **Motonori Matuyama** (1884-1958), iar progrese importante au fost realizate prin investigațiile grupului de geofizicieni britanici conduși de **Keith Runcorn** (1922-1995) asupra paleomagnetismului formațiunilor geologice din diverse puncte de pe glob, care au arătat că pe parcursul ultimelor 200 M.a., continentele au avut poziții latitudinale divergente (Creer, 1958; Runcorn, 1965). Teoria Hess - Dietz a impulsionat studiul sistematic al planșeului oceanic, iar ideea utilizării acestor date magnetice a fost dezvoltată de către geofizicienii britanici **Frederick J. Vine** (n. 1939) și **Drummond H. Matthews** (1931-1997) și în mod independent, de geologul canadian **Lawrence W. Morley** (1920-2013). Acest concept este cunoscut ca ***Ipoteza Vine - Matthews - Morley*** și arată că în timpul solidificării lavelor bazice emise în zonele de rift oceanic, cristalele feromagnetice ale bazaltelor de fund oceanic fixează semnalul magnetic dominant, caracteristic câmpului magnetic terestru la momentul respectiv (Vine & Matthews, 1963; Morley & Larochelle, 1964; Vine, 1966).

Prin urmare, aceste roci funcționează ca un remarcabil sistem de înregistrare a evenimentelor magnetice terestre petrecute în decursul ultimelor aproximativ 200 M.a. - cu condiția ca episoadele termice ulterioare cristalizării inițiale să se mențină sub temperatura *punctului Curie* al mineralelor magnetice, a cărui depășire conduce la alterarea iremediabilă a semnalului magnetic conservat. ***Punctul Curie*** are valori între 150-300°C pentru titanomagnetit $Fe^{2+}(Fe^{3+}, Ti)_2O_4$ - care este cel mai frecvent mineral magnetic din partea su-

perioară a crustei oceanice și este 578°C pentru magnetitul pur Fe_3O_4 - caracteristic crustei oceanice mai profunde. Determinarea sensului vectorului câmpului magnetic terestru pe probele de bazalte oceanice de diferite vârste a relevat faptul că de-a lungul timpului geologic, polaritatea acestui câmp a suferit numeroase inversiuni (adică, schimbarea polului sud magnetic cu polul nord magnetic și *vice-versa*). Astfel, intervalele de polaritate, numite epoci magnetice (engl. *chron*) sunt reprezentate de epoci cu polaritate normală (care sunt conforme cu cea actuală și în general sunt figurate ca benzi colorate în negru) și alternează cu epocile cu polaritate inversă (figurate de obicei ca benzi rămase în alb) (Fig.IV.7.).

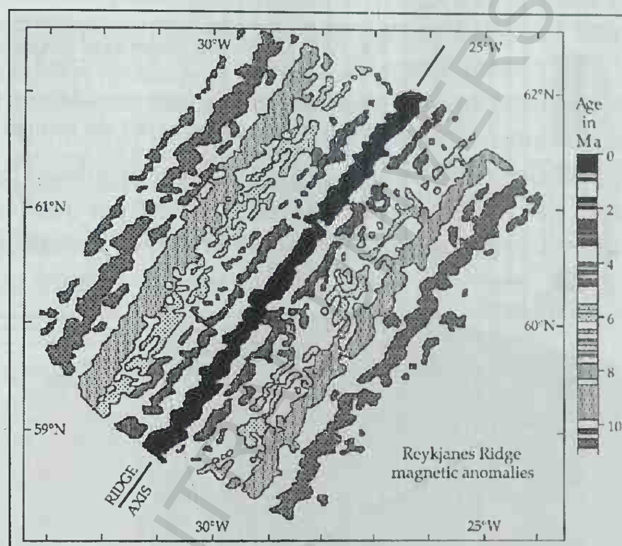


Fig.IV.7. *Dorsala Reykjanes* - alternanța benzilor ***anomaliilor magnetice***: benzile negre-gri reprezintă intervale cu polaritate normală, iar cele albe au polaritate inversă (http://www.newgeology.us/presentation25.html).

Mai mult, în cadrul epocilor magnetice în general stabile, s-a constatat existența unor episoade scurte de schimbare a polarității, numite evenimente magnetice (engl. *magnetic event* sau *subchron*). Din cuplarea datelor paleomagnetice cu cele de geodatare radiometrică, a rezultat o succesiune de epoci magnetice cu polaritate alternantă, derulate pe mai multe zeci de milioane de ani. De exemplu, în ultimele 5 M.a s-au definit următoarele epoci magnetice (Fig.IV.8): (1) epoca magnetică actuală, denumită ***Brunhes*** (engl. *Brunhes Normal Chron*), care a început cu 780.000 de ani în urmă, este considerată a avea polaritate normală; (2) aceasta a fost

precedată de epoca magnetică cu polaritate inversă numită ***Matuyama*** (engl. *Matuyama Reverse Chron*), extinsă în intervalul 2.590.000-780.000 ani și marcată de evenimentele magnetice cu polaritate normală *Jaramillo, Cobb Mountain, Gilsa, Olduwai* și *Réunion*; (3) anterior acesteia, s-a definit epoca cu polaritate normală ***Gauss*** (engl. *Gauss Normal Chron*), extinsă în intervalul 3.590.000-2.590.000 ani, cu evenimentele magnetice *Mamoth* și *Kaena*, (4) iar mai înainte, epoca magnetică cu polaritate inversă ***Gilbert*** (engl. *Gilbert Reverse Chron*) derulată în intervalul 5.250.000-3.590.000 ani a fost marcată de evenimentele magnetice directe *Thvera, Sidufjall, Nunivak* și *Cochiti*.

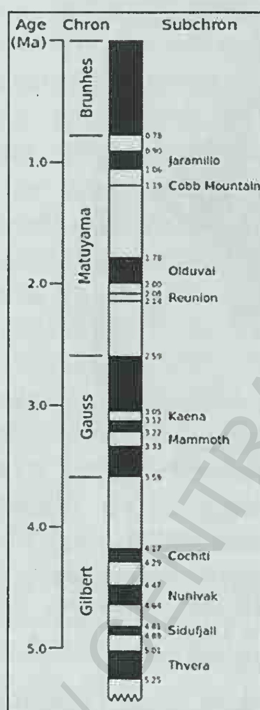
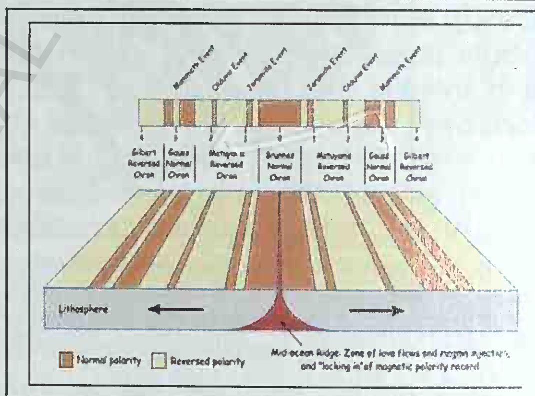


Fig.IV.8. (**A**) *Scara polarității geomagnetice* a ultimelor 5 M.a. (epocile și evenimentele magnetice cu polaritate normală sunt figurate în negru, iar cele cu polaritate inversă în alb); (**B**) Reprezentarea polarității geomagnetice de o parte și de cealaltă a zonei riftului medio-oceanic (https://geomaps.wr.usgs.gov/gump/common/MPTS.html).



Mecanismele de producere a ***inversiunilor magnetice*** nu sunt cunoscute pe deplin, iar studierea lor este anevoioasă, având în vedere că este extrem de rară situația în care rocile dintr-o anumită zonă să fi păstrat într-o succesiune continuă semnalele magnetice caracteristice tranziției de la o polaritate la cealaltă. Acest fapt este cauzat în principal de intervalul foarte scurt de timp în care are loc inversiunea polilor magnetici (de ordinul câtorva mii de ani și până la maximum 20.000 de ani). De exemplu, inversiunea câmpului magnetic petrecută cu 19 M.a. în urmă, de la polaritate inversă la polaritate normală, a fost surprinsă în curgerile de lave bazice continentale descoperite în **Steens Mountains** (Oregon, S.U.A) și indică un interval de 15.000 de ani (Mankinen *et al.*, 1985, 1987; Prévot *et al.*, 1985). De asemenea, datele magnetice sunt dificil de interpretat și din cauza

faptului că intensitatea magnetizării scade în cursul inversiunii, până la 10% din valoarea sa normală, iar în cadrul acestui semnal total, doar o parte revine componentei dipolare, care descrește, se inversează și apoi crește cu semn invers, în timp ce componenta multipolară are o geometrie considerată încă ipotetică. Se pare că nu există o polaritate preferențială, iar durata totală a epocilor cu polaritate directă este aproximativ egală cu cea a epocilor cu polaritate inversă. Distribuția inversiunilor de polaritate este de asemenea aleatorie în timp: se cunosc intervale de 1 M.a. cu cinci inversiuni, sau altele de 40 M.a. fără nicio inversiune. Actualmente, măsurătorile magnetice arată că din 1830 (data inventării magnetometrului) și până în prezent, intensitatea câmpului magnetic a scăzut cu 10%, însă, acest fapt nu înseamnă neapărat că o inversiune magnetică este în derulare - deoarece, pot avea loc variații semnificative ale intensității câmpului magnetic, fără a se produce efectiv o inversiune (usgs.gov).

Astfel, datele paleomagnetice obținute din analiza bazaltelor oceanice au demonstrat atât expansiunea fundului oceanic, cât și inversiunea periodică a câmpului magnetic terestru, făcând în același timp posibilă și stabilirea vitezelor de generare și respectiv de deplasare a crustei oceanice. Aceste studii s-au realizat pe baza unei cartări minuțioase a fundului oceanic global, permițând și întocmirea unei hărți a vârstei geologice a acestuia, care indică valori de până la aproximativ 180 M.a., ce corespund epocii magnetice **M 29**, în Jurasicul Mediu - Superior (Fig.IV.9).

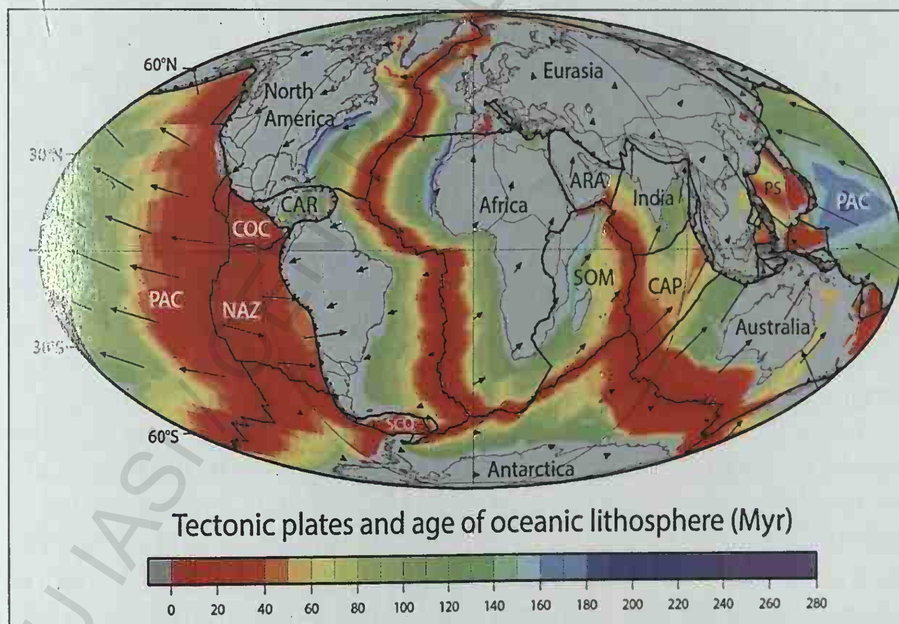


Fig.IV.9. ***Harta vârstelor planșeului oceanic***: vârstele cele mai recente (roșu) se situează în imediata apropiere a dorsalelor oceanice, iar cele mai vechi (albastru) se află în pozițiile cele mai îndepărtate de dorsale (www.ngdc.noaa.gov/mgg).

■ **IV.1.4. Constituția litosferei din tronsoane sau plăci tectonice** (engl. *tectonic plates*) - reprezintă un concept esențial, aflat în conexiune directă cu cele anterioare. În acest sens, este important de subliniat din nou faptul că mecanismul de funcționare al tectonicii globale se bazează pe distincția reologică dintre **litosferă**, care are un comportament rigid și este foarte puțin deformabilă și **astenosferă**, care este vâscoasă, plastică și prezintă o capacitate de curgere foarte lentă, în timp geologic. Aceste proprietăți reologice atât de diferite permit decuplarea mecanică a litosferei față de restul mantalei și mai precis față de astenosferă, pe suportul căreia, tronsoanele de litosferă (și odată cu ele și blocurile continentale) se deplasează cu viteze de câțiva centimetri / an.

Plăcile litosferice sunt de mai multe tipuri, atât dimensional, cât și structural - dintre acestea, șapte sunt de mari dimensiuni: **Eurasiatică, Africană, Nord-Americană, Sud-Americană, Australiană, Antarctică** și **Pacifică**, iar altele au dimensiuni mai mici: **Arabiei, Indiană, Philippine, Cocos, Nazca, Caraibilor, Scotia** (în sudul Oceanului Atlantic) *etc.* (Fig.IV.10).

În cadrul acestora, se delimitează o serie întreagă de microplăci, a căror dinamică este de interes regional (de exemplu, pe teritoriul țării noastre se conturează în cadrul marii plăci Eurasiatice: microplăcile *Mării Negre, Inter-alpină, Valahă* - parte a microplăcii *Moesice etc.*).

În funcție de tipul crustei aflate în constituția părții superioare a plăcilor litosferice, acestea sunt continentale, oceanice sau mixte - de exemplu, dintre cele șapte plăci litosferice mari, doar placa Pacifică este în întregime oceanică, în timp ce celelalte șase sunt mixte, având în constituție atât crustă continentală, cât și oceanică; dintre plăcile cu dimensiuni mai mici, plăcile Nazca și Cocos sunt în întregime oceanice, iar placa Arabiei este aproape în întregime continentală, celelalte plăci fiind mixte.

Aflate în mișcare relativă continuă, plăcile litosferice au margini situate în contact unele cu celelalte și constituie prin definiție zone de tectonicitate și seismicitate ridicată, marcate de fricțiunile și deformările de diferite tipuri care au loc la contactele respective. De asemenea, în zonele marginale ale plăcilor tectonice sunt generate fluxuri termice ridicate și anomalii gravimetrice importante, iar în cea mai mare parte a acestora se înregistrează o activitate vulcanică susținută.

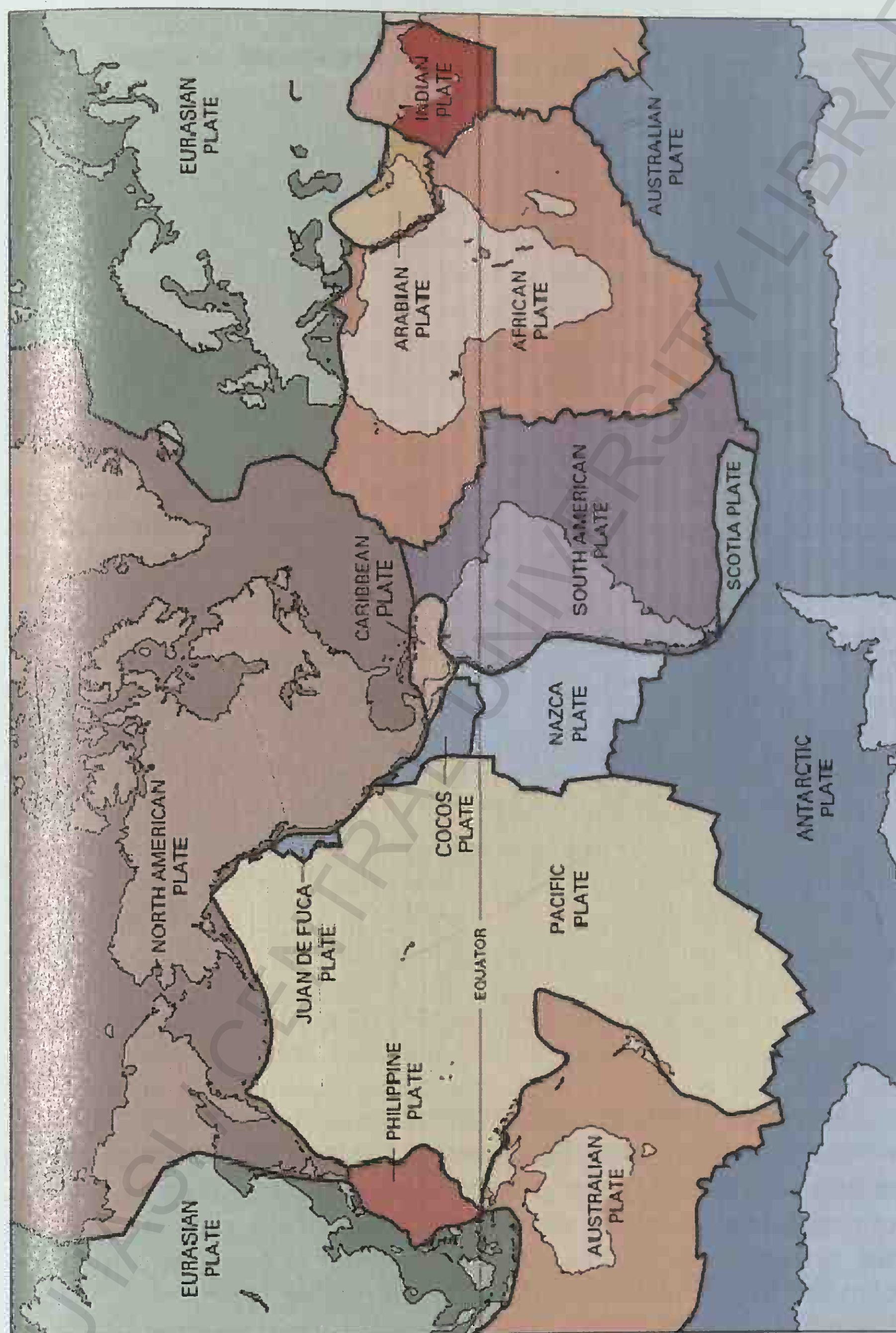


Fig.IV.10. *Plăcile litosferice mari*: ***Eurasiatică, Africană, Nord-Americană, Sud-Americană, Australiană, Antarctică*** și ***Pacifică***; dintre plăcile mici: ***Arabiei, Indiană, Philippine, Cocos, Nazca, Caraibe, Scotia*** *etc.* (www.study.com).

Trebuie menționat faptul că plăcile tectonice au margini care în general nu coincid cu marginile continentale, de exemplu: placa Sud-Americană nu are ca limită estică linia de coastă a Atlanticului, ci această limită se situează de-a lungul dorsalei medio-atlantice, înglobând astfel atât crustă continentală, cât și oceanică; în același timp, limita vestică a acestei plăci coincide într-adevăr cu marginea continentală vestică a Americii de Sud.

În funcție de contextul geodinamic în care se găsesc plăcile litosferice, marginile acestora sunt de trei tipuri:

▪ **Margini divergente** (engl. *divergent plate boundaries*) - sunt marginile aflate în regim distensiv, în cadrul căruia, plăcile învecinate se îndepărtează una față de cealaltă, iar prin riftul creat între acestea, urcă din astenosferă materialul magmatic mantelic, care, prin răcire în domeniul submarin generează lateral noi tronsoane de crustă oceanică. Din această cauză, aceste margini sunt considerate margini constructive (care creează crustă) - exemplul clasic: dorsalele medio-oceanice.

▪ **Margini convergente** (engl. *convergent plate boundaries*) - sunt marginile aflate în regim compresiv, în cadrul căruia, plăcile învecinate se îndreaptă una către cealaltă, producând subducția uneia dintre acestea, cu coborârea sa în astenosferă, sub cealaltă placă. În acest context, aceste margini sunt considerate distructive (care distrug crustă) - exemplul clasic: Cercul de Foc al Pacificului.

▪ **Marginile de alunecare laterală**) (engl. *conservative plate boundaries* sau *transform plate boundaries*) - mai puțin frecvente procentual la suprafața litosferei, sunt marginile în lungul cărora nu are loc nici creare și nici distrugere a crustei oceanice, ci are loc o deplasare laterală (decroșare) a celor două plăci litosferice - exemplul clasic: Falia San Andreas (California, S.U.A.) și Falia Nord-Anatoliană (Turcia).

Definite în acest mod, plăcile tectonice și în special interacțiunile geodinamice dintre acestea, generează la suprafața terestră (continentală și oceanică) o serie de structuri tectonice, cum ar fi: rifturi continentale și oceanice, dorsale medio-oceanice, catene orogene, fose oceanice, arcuri insulare *etc.*, precum și fenomene termice, vulcanice și seismice asociate acestora (Fig.IV.11).

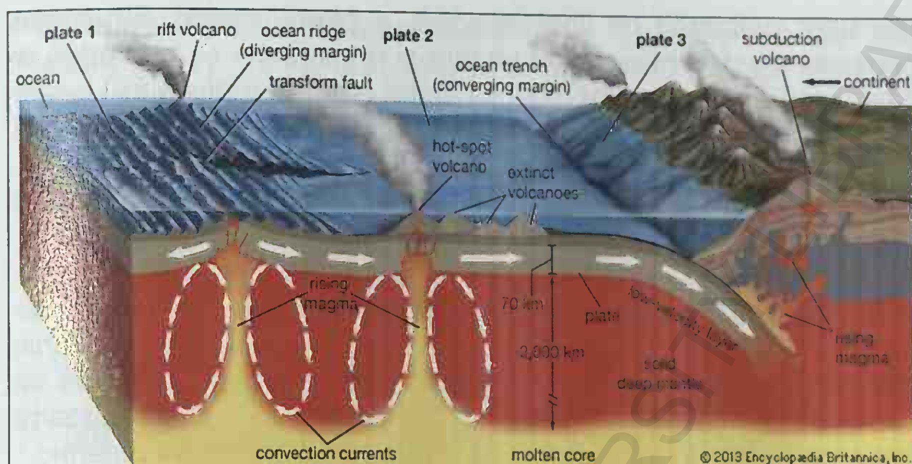


Fig.IV.11. Schiță de ansamblu a principalelor structuri și fenomene geologice generate de *Tectonica globală*: dorsale oceanice, falii transformante, fose oceanice, subducție, edificarea catenelor orogene, vulcanism (Encyclopedia Britannica, 2013).

IV.2. TENSIUNILE la NIVELUL LITOSFEREI

În ansamblul mecanicii terestre, plăcile litosferice au un rol esențial, având mișcări orizontale (divergente, convergente sau de alunecare laterală), determinate de curenții de convecție din cadrul astenosferei subiacente și de forțele de tracțiune exercitate de sectoarele îngroșate și mai vechi ale unora dintre acestea. De asemenea, pot avea și mișcări cu componentă verticală, generate de diferite cauze: reajustarea izostatică a catenelor orogene, subsidență, reechilibrarea zonelor de *inlandsis etc*. De notat este faptul că în realitate, limitele dintre plăci nefiind rectilinii pe segmente lungi ale acestora, rezultă că de cele mai multe ori, mișcările relative sunt combinate, generând o complexitate tectonică deosebită.

La nivelul litosferei, mișcările și deformările tectonice iau naștere ca urmare a acțiunii tensiunilor determinate de mecanismele menționate și se grupează în două mari categorii: distensiuni și compresiuni. Prima categorie generează un regim de mișcare și deformare divergent, în timp ce cea de-a doua generează un regim convergent.

IV.2.1. Plăci litosferice în regim distensiv (divergent)

Distensiunea (engl. *distension*) este o stare tensională generată de o tracțiune exercitată lateral asupra unui tronson rigid de litosferă, care produce în principiu o extensie a acesteia, prin interme-

diul unor deformări de tipul întinderii, subțierii, ruperii. Structurile generate de distensiuni sunt variate și numeroase și se produc la diferite scări - de la scara globului, până la scară regională și locală - afectând atât litosfera continentală, cât și pe cea oceanică. Deși în general, sunt considerate mai puțin spectaculoase decât structurile de compresiune, acestea reprezintă un indiciu incontestabil al mișcărilor și deformărilor crustei și în ansamblu, a litosferei.

Distensiunile se află la originea structurilor depresionare formate în cadrul blocurilor continentale (depresiuni de afundare, grabene, rifturi intracontinentale *etc.*) (Fig.IV.12), sau în domeniul oceanic (rifturi medio-oceanice sau intercontinentale). Ambele categorii de structuri tectonice sunt în general mărginite de falii normale și foarte frecvent au asociate fenomene seismice și un vulcanism puternic.

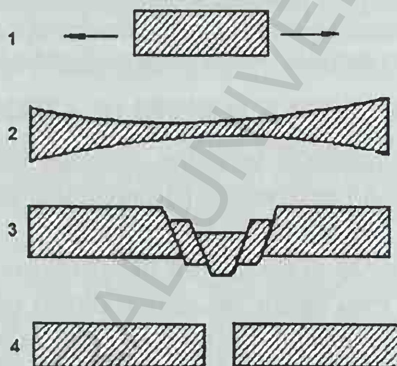


Fig.IV.12. ***Distensiunea*** aplicată unui tronson de litosferă (1) și structurile de distensiune generate: (2) structuri de întindere cu subțiere; (3) grabene; (4) rifturi (după Anderson, 1971).

IV.2.1.1. Distensiunea în domeniul continental

La scară continentală, distensiunile active pot fi cel mai bine studiate astăzi în cadrul Riftului Est-African, denumit inițial de către Suess (1891) *Fractura Riftului Est-African.* Acesta este considerat arhetipul morfologic al văilor de rift, aici fiind introdus pentru prima dată acest concept în 1896, de către geologul și exploratorul britanic **John W. Gregory** (1864-1932), care l-a denumit *The Great Rift Valley of East Africa.* Gregory (1921) a descris și sistemul de bazine de tip graben care include segmentul Mării Roșii și cel al Mării Moarte, ce constituie împreună cu Riftul Est-African complexul tectonic distensional al Riftului Africano-Arab, considerat cel mai mare din lume.

• **Sistemul Riftului Africano-Arab** (engl. *The Afro-Arabian Rift System*) (Fig.IV.13) se extinde *grosso modo* NE-SW, din zona Libanului de astăzi și până în Mozambic.

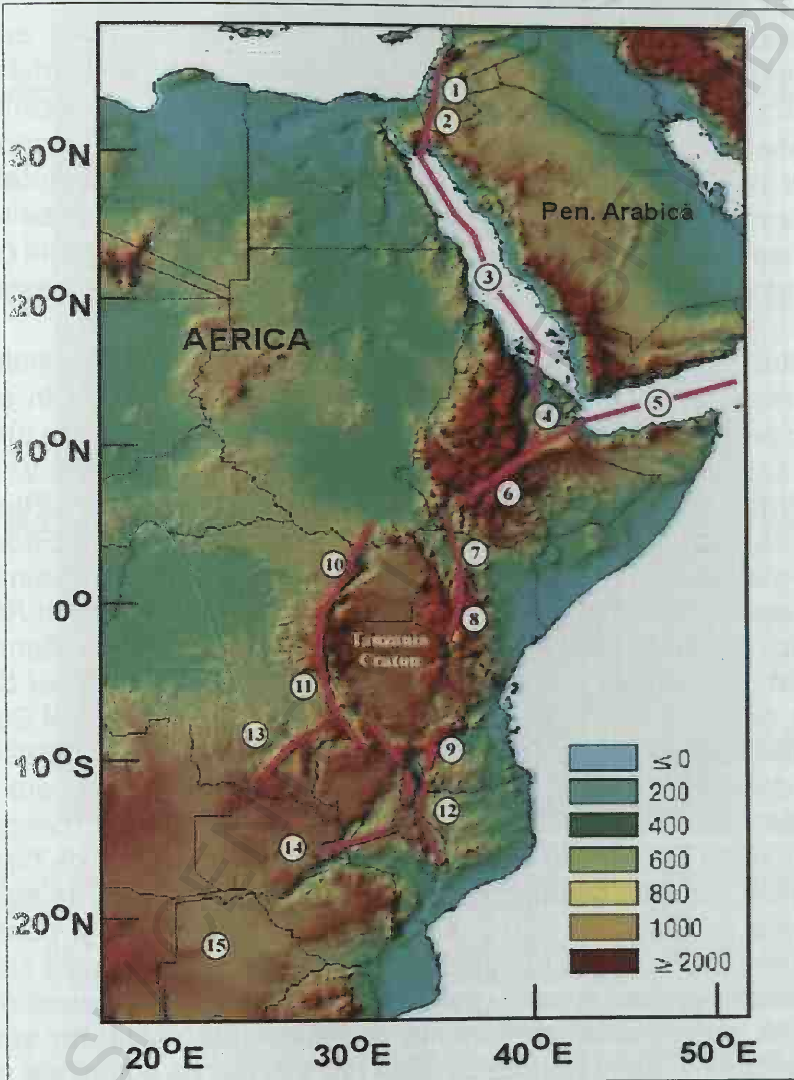


Fig.IV.13. ***Sistemul Riftului Africano-Arab***: (1) Falia transformantă a Mării Moarte; (2) Golful Aqaba; (3) Riftul Mării Roșii; (4) Zona de triplă joncțiune Afar (Depresiunea Afar); (5) Riftul Golfului Aden; (6) Riftul Etiopian; (7) Riftul Turkana; (8) Riftul Kenyan; (9) Riftul Rukwa; (10) Riftul Albert; (11) Riftul Tanganyika; (12) Riftul Malawi; (13) Riftul Mweru; (14) Riftul Luangwa; (15) Riftul Okavango (după Bottenberg, 2012).

În nord-est, riftul intersectează Falia Est-Anatoliană, aflată în contact mai spre nord cu Falia Nord-Anatoliană (ambele delimitând

placa Anatoliană), apoi se continuă către S-SW cu aliniamentul de falii transformante Aqaba - Levant (pe care se situează Falia Mării Moarte / Falia Iordanului), trece prin Golful Aqaba și se prelungește spre SE cu Riftul Mării Roșii, care, în zona de triplă joncțiune Afar, se racordează atât cu Riftul Golfului Aden, extins către est în Oceanul Indian, prin Linia de Fractură Owen și Dorsala Carlsberg, cât și cu Riftul Est-African, cu ramificații extinse până în Mozambic.

Aceste zone reprezintă un adevărat laborator natural, în care se poate investiga astăzi la zi evoluția distensiunii intracontinentale și intercontinentale, fiind prezente în teren toate stadiile succesive și procesele asociate inițierii formării riftului, subțierii și fracturării crustei, vulcanismul, precum și faze incipiente ale ascensiunii astenosferice și ale formării și expansiunii crustei de tip oceanic.

• **Riftul Est-African** (engl. *East-African Rift*) (Fig.IV.14) constituie un ansamblu complex de structuri depresionare, extinse în estul Africii pe mai mult de 4.500 km, de-a lungul unor aliniamente dispuse în cadrul celor două ramuri principale: Riftul Estic și Riftul Vestic.

Riftul Estic începe din regiunea *Triunghiului Afar* (Etiopia, Eritreea, Djibouti) și se continuă către sud-vest cu *Riftul Etiopian* (Etio-pia), care apoi se ramifică din zona Omo - Turkana, înaintând spre sud cu *Riftul Kenyan* (Kenya, Tanzania) și spre vest, cu ***Riftul Vestic*** (Uganda, R.D. Congo, Rwanda, Burundi, Tanzania, Zambia, Malawi, Mozambic); există și o a treia ramură, numită ***Riftul Sud-estic***, care înaintează către sud, în domeniul marin, în cadrul Canalului Mozambic. În spiritul definiției clasice: "... *valea de rift este o vale delimitată de pante paralele și aproape verticale, care s-a afundat datorită activității unei serii de falii paralele*..." (Gregory, 1896), Riftul Est-African este constituit dintr-o succesiune de bazine tectonice alungite, cu deschideri de 30-85 km, delimitate de abrupturi care se înalță cu 500-3.000 m față de fundul văii și până la platourile înalte care o mărginesc. Aceste structuri tectonice subsidente de tip graben și semi-graben, determinate de falii normale, se pare că au reactivat aliniamente tectonice mai vechi, de vârstă precambriană, reprezentate de foste falii sau linii de sutură ale unor blocuri cratonizate anterior. Zona afundată centrală a acestor văi de rift este frecvent umplută cu sedimente și / sau roci vulcanice și cantonează numeroase volume de apă, unele constituind Marile Lacuri Africane, iar altele având particularități compoziționale deosebite, ca de exemplu, alcalinitate extremă (*pH* între 9-10,5) - lacurile Natron, Manyara, Logipi, Magadi, Bogoria, Nakuru.

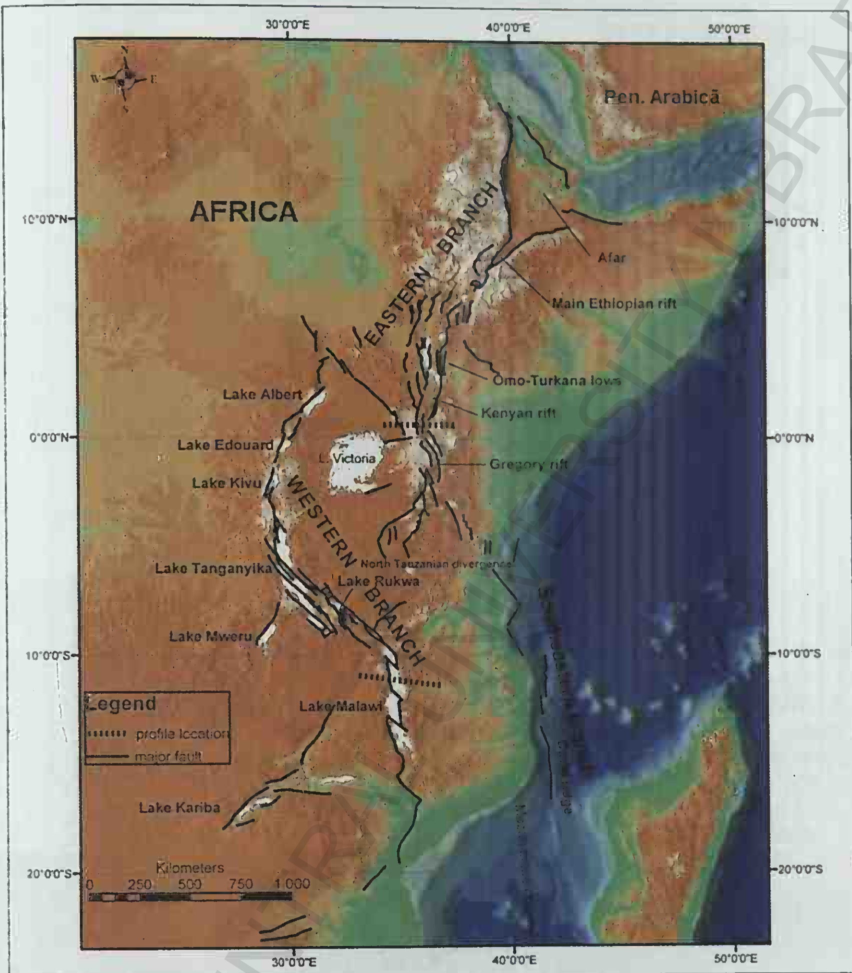


Fig.IV.14. ***Riftul Est-African***: Ramura estică (*Eastern Branch*), Ramura vestică (*Western Branch*) și Ramura sud-estică (*Southeastern Branch*) (Chorowicz, 2005).

RIFTUL EST-AFRICAN și-a început evoluția din zona Afar, din nord-estul Africii și a înaintat secvențial către sud, prin aliniamente fracturale adânci, dintre care unele au avut inițiere și evoluție alternantă. **RIFTUL ESTIC** se extinde pe mai mult de 2.200 km, începând din regiunea ***Triunghiului Afar*** (engl. *Afar Triple Junction*) (Fig.IV.15), situat în Depresiunea Afar, care constituie un punct de triplă joncțiune a Riftului Est-African, cu Riftul Mării Roșii și cu Riftul Golfului Aden și în același timp, o zonă de contact a plăcilor Africană (Nubiană), Somaleză și Arabiei. În această zonă, la cca. 31 M.a. s-a inițiat o intensă activitate magmatică bazaltică, generată de un panaș mantelic de tip *hotspot*, care a creat un bombament al crustei și a declanșat ulterior și deschiderea celor trei segmente de rift.

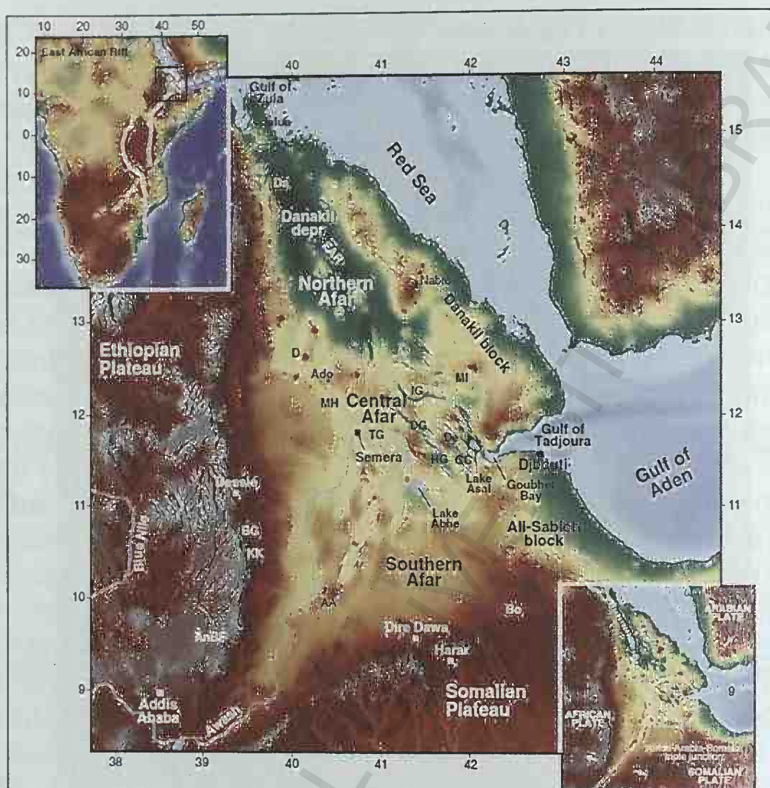


Fig.IV.15. *Triunghiul AFAR* și zonele învecinate: ***AA*** - Aleyu-Amoissa; ***Ado*** - Ado Ale; ***AnBF*** - Falia marginală Ankober; ***BG*** - Grabenul Borkena; ***Bo*** - Borama; ***D*** - vulcanul Dabbahu; ***Da*** - zona vulcanică Dallol; ***De*** - Grabenul Der'Ela; ***DG*** - Grabenul Dobi; ***EAR*** - aliniamentul vulcanic Erta Ale; ***GG*** - Grabenul Gaddale; ***HG*** - Grabenul Hanle; ***IG*** - Grabenul Immino; ***MH*** - Riftul Manda-Hararo; ***MI*** - Riftul Manda-Inakir; ***TG*** - Grabenul Tendaho (Corti *et al.*, 2015).

Depresiunea Afar este o zonă foarte joasă, cu unele porțiuni aflate sub nivelul oceanic, dar neinvadate de apele acestuia datorită barierei constituite de masivele vulcanice înalte care o mărginesc către nord-est. Separarea față de platourile înalte de peste 3.000 m situate către vest și sud - Platoul Etiopian și respectiv, cel Somalez - este realizată de aliniamente succesive de falii normale care generează abrupturi, grabene marginale și blocuri tectonice înclinate (Fig. IV.16). Triunghiul Afar reprezintă una dintre cele două zone de pe glob unde se poate studia în domeniul subaerian evoluția rifturilor și dorsalelor oceanice (cealaltă fiind Islanda).

În acest sens, în apropierea Lacului Abhe se situează punctul de convergență a celor trei rifturi: (1) În extremitatea estică a Triunghiului Afar, către zona Golfului Tadjoura, pornește spre est riftul oceanic al Golfului Aden. (2) Spre vârful nordic al Triunghiului Afar, este situată centura vulcanică Erta Ale și vulcanul Dabbahu - ambele extrem de active (Fig.IV.17), precum și zona depresionară Danakil - una dintre cele mai joase zone de pe glob, aflată la -125 m sub nivelul mării și separată de marea Roșie de Blocul Danakil (Microplaca Danakil).

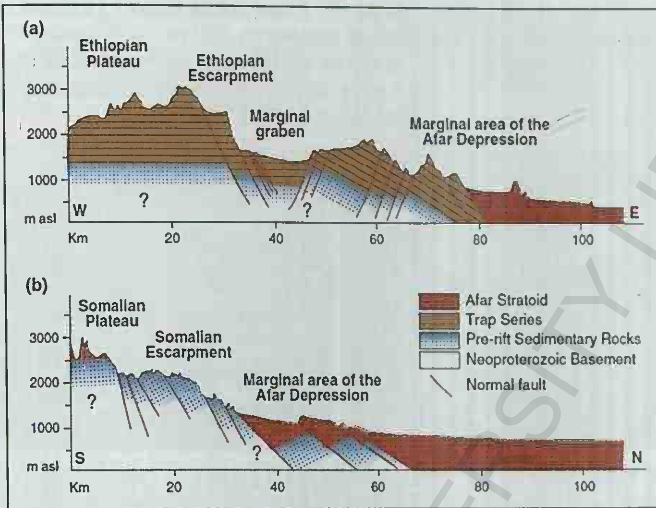


Fig.IV.16. ***Triunghiul AFAR***: Secțiuni geologice W-E și S-N prin zonele învecinate ale Depresiunii Afar: (**a**) Zona Platoului Etiopian și (**b**) Zona Platoului Somalez (Corti *et al.*, 2015).

Depresiunea Danakil prezintă spre suprafață o succesiune groasă de peste 2.000 m de depozite evaporitice marine acumulate în timpul Miocenului și Cuaternarului, atestând astfel invadarea repetată a zonei de către apele Mării Roșii. În această depresiune se află și zona vulcanică hidrotermală Dallol, aflată sub nivelul oceanic și caracterizată de depozite multicolore generate de interacțiunea complexă a apelor izvoarelor minerale fierbinți, a activității vulcanice și a climei extrem de aride (Fig.IV.18).



Fig.IV.17. ***Triunghiul AFAR***: (**A**) Vulcanul ***Erta Ale*** conține unul dintre cele cinci lacuri de lavă existente astăzi pe glob (M.Fulle, 2011, www.swisseduc.ch); (**B**) Fisura ***Da'Ure***, din regiunea vulcanică ***Dabbahu***, deschisă în urma unui episod eruptiv în 2005 (Global Volcanism Program, Smithsonian Inst. & USGS, U.S.A.).

(3) Din zona centrală a Triunghiului Afar spre vârful său sud-vestic pornește Riftul Est-African propriu-zis, mai exact, ramura sa estică. Primul sector al Riftului Estic este reprezentat de ***Riftul Etiopian*** (engl. *Main Ethiopian Rift*), cu o lungime aproximativă de 500 km, situat în zona înaltă a domului etiopian și prezentând abrupturi laterale cu înălțimi de 2.500-3.000 m în est și de 1.800-3.500 m în vest,

cu deschideri de 80 km ale văii de rift. ***Zona joasă Omo - Turkana*** (engl. *Omo - Turkana low lands*), cu altitudini de maximum 400 m, delimitează Riftul Etiopian către sud, separând domul etiopian de cel kenyan, reprezentat de un bombament crustal similar primului, fiind produs de migrarea spre sud a panașului mantelic, concomitent cu deplasarea către nord a Plăcii Africane.



Fig.IV.18. *Triunghiul AFAR*: craterele din zona ***Dallol***, în Depresiunea Danakil, caracterizate de depozite evaporitice multicolore și bazinete cu ape acide (Global Volcanism Program, Smithsonian Inst. & USGS, U.S.A.).

Riftul Kenyan (engl. *Kenyan Rift* sau *Gregory Rift*) corespunde zonei înalte a domului kenyan și include cei mai înalți vulcani (inactivi astăzi) din Riftul Estic (și cei mai înalți din Africa): Kilimanjaro (5.895 m) și Kenya (5.199 m), precum și vulcanii Elgon (4.321 m) și Ol Doinyo Lenghai (2.962 m) - acesta din urmă fiind singurul vulcan activ din lume care expulzează în prezent lave carbonatitice (nesilicatice). Partea nordică a Riftului Kenyan este formată din alinimente paralele de semi-grabene (Fig.IV.19), pentru ca spre sud, în apropierea Lacului Natron, partea sudică a riftului să se ramifice în ceea ce se numește ***Zona de Divergență Nord-Tanzaniană*** (engl. *North Tanzanian Divergence*), reprezentată de văi constituite din semi-grabene dispuse în trei segmente larg divergente, situate în afara domului kenyan: ramura Lacului Eyasi, cea a Lacului Manyara și cea a platourilor situate la sud de Kilimanjaro. În general, Riftul Estic este marcat de un vulcanism mult mai pronunțat decât Riftul Vestic, existând aici mai mult de 30 de vulcani, mulți dintre aceștia deja stinși.

RIFTUL VESTIC (engl. *Western Rift* sau *Albertine Rift*) se desfășoară ca un grupaj de aliniamente tectonice dispuse în continuarea Riftului Etiopian, pe direcția nord-est → sud-vest, care apoi se arcuiesc către sud și apoi sud-est, ocolind cratonul tanzanian pe partea sa vestică. Segmentele sale sunt constituite majoritar din semi-grabene care cantonează Marile Lacuri Africane: Albert (= Mobutu), Edward (= Idi Amin), Kiwu, Tanganyika (al doilea cel mai adânc lac din lume: 1470 m, după Lacul Baikal: 1642 m), Mweru, Rukwa, Malawi (= Nyasa) - cu excepția Lacului Victoria (cel mai mare lac din Africa și al doilea lac ca suprafață din lume, după Lacul Superior, America de Nord - fără a considera Marea Caspică), care nu este localizat într-o vale de rift, ci într-o zonă depresionară a cratonului tanzanian, situat între cele două ramuri principale ale Riftului Est-African. Vulcanismul mai puțin consistent al Riftului Vestic este reprezentat în special de vulcanii Nyiragongo (3.470 m) și Nyamuragira (3.058 m), foarte activi însă, în prezent (Fig.IV.20).

RIFTUL SUD-ESTIC este constituit din aliniamente tectonice de tip semi-graben desfășurate la sud-est de Zona de Divergență Nord-Tanzaniană și care probabil au legătură cu reactivarea faliilor vechi care afectează dorsala Davie din cadrul Canalului Mozambic.

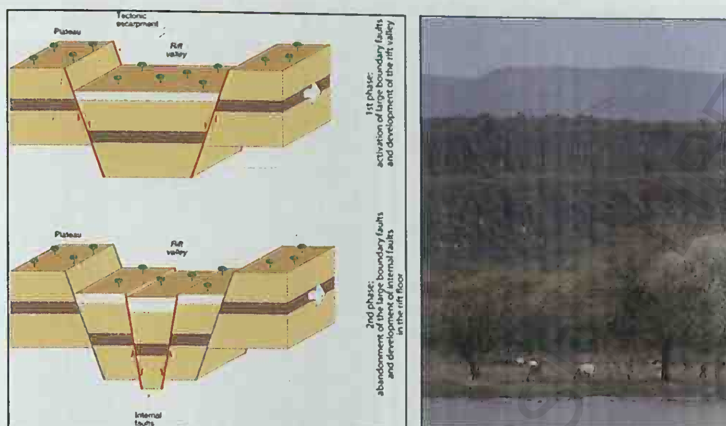


Fig.IV.19. ***Riftul Est-African* - *Ramura Estică*:** (**A**) Evoluția procesului de *rifting* și formarea grabenelor și semi-grabenelor (Corti, 2014); (**B**) Abrupturi determinate de falii normale care delimitează grabenele din zona Baringo, Kenya (Wood & Guth, Michigan Technological University, U.S.A).



Fig.IV.20. ***Riftul Est African* - *Ramura Vestică*:** cei mai activi vulcani din Africa: (**A**) ***Nyiragongo***, 2002 - lavele debordează din lacul de lavă (Global Volcanism Program, Smithsonian Inst., U.S.A.); (**B**) ***Nyamuragira***, 2011 - erupție fisurală (Virunga National Park, R.D.Congo).

Trebuie menționat faptul că modelele cinematice realizate recent (Stamps *et al.*, 2008, Saria *et al.*, 2014 *etc.*) și bazate pe monitorizarea cu ajutorul tehnicii *GPS* (engl. *Global Positioning System*) și a geodeziei satelitare *DORIS* (engl. *Doppler Orbitography and Radio-positioning Integrated by Satellite*) a mișcărilor tectonice din zona Riftului Est-African, indică existența a trei microplăci numite ***Victoria***, ***Rovuma*** și ***Lwandle***, situate între marea placă Africană (= Nubiană) și cea Somaleză (Fig.IV.21). Aceste studii confirmă o deplasare stabilă în ultimele 3 M.a. a tronsoanelor tectonice din zona Riftului Est-African, pe direcția aproximativă E-W, cu rate de deplasare de 0,1-6,5 mm/an.

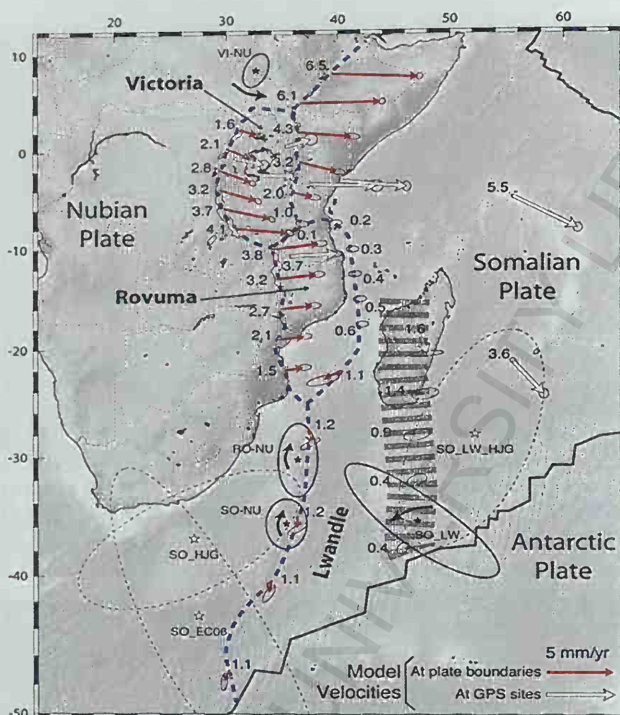


Fig.IV.21. *Riftul Est-African*: situarea microplăcilor tectonice ***Victoria, Rovuma*** și ***Lwandle*** între cele două mari plăci - Africană (Nubiană) și Somaleză și ratele lor de deplasare (Stamps *et al.*, 2008).

• **Riftul Baikal** (Rusia) (sit UNESCO, 1996) constituie o altă zonă de rift continental, situată în context distensional în nord-estul Asiei (Fig.IV.22), la contactul dintre Cratonul Siberian din cadrul plăcii Eurasiatice și microplaca Amur / Amuria (= Chinei de Nord), jalonată de centura orogenă Sayan - Baikal (Fig.IV.23). Această microplacă se deplasează către est față de placa Eurasiatică cu o viteză de mai puțin de 1 cm / an (Calais *et al.*, 2003).

Sistemul Riftului Baikal se extinde pe aproximativ 1.500 km, pe direcția SW - NE și se prelungește către nord-est cu zona de fracturare transcurentă Stanovoy, care atinge la rândul său spre est zona deformată tectonic a Mării Okhotsk și a Insulei Sakhalin; spre sud-vest, riftul se conectează cu sistemul de falii senestre al Mongoliei de vest (Cunningham, 2001). Zona riftului este constituită din 12 structuri de tip graben, dintre care, cea mai amplă cantonează Lacul Baikal, cu o lungime de 636 km și o adâncime maximă de 1.642 m, fiind considerat cel mai adânc lac din lume, cu cel mai mare volum de apă dulce de pe glob.

Fig.IV.22. *Riftul Baikal*: localizarea riftului în NE Asiei (Rusia) (Petit & Déverchère, 2006).

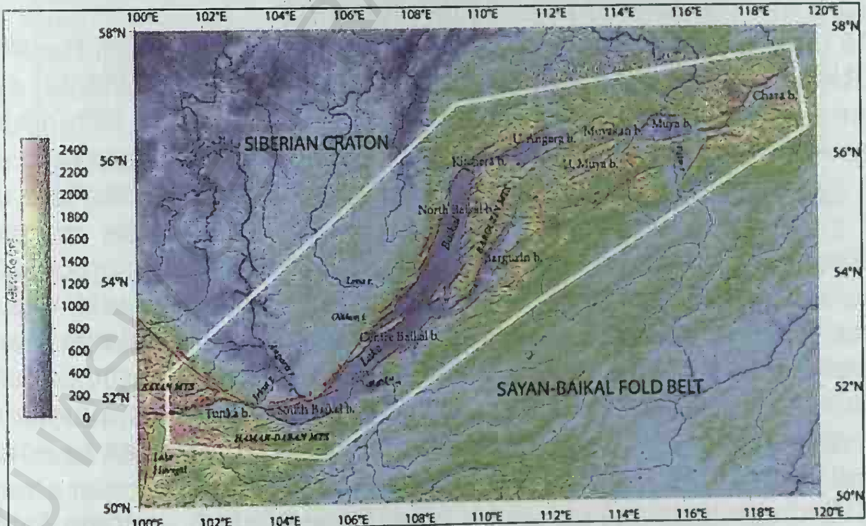


Fig.IV.23. *Riftul Baikal*: localizarea riftului la contactul plăcii Eurasiatice (Cratonul Siberian) cu microplaca Amur (centura orogenă Sayan - Baikal) (Petit & Déverchère, 2006).

Istoria geologică a riftului este una complexă, astfel încât, studiile multidisciplinare realizate în cursul ultimelor decade (Avouac & Tapponnier, 1993; Petit & Déverchère, 2006) propun modele de formare și evoluție a acestuia pornind de la premiza debutului la 30 M.a. a fenomenelor tectonice care au dus la deschiderea riftului, urmărind un aliniament mai vechi de sutură a scutului siberian cu un conglomerat de alte blocuri tectonice de dimensiuni mai mici. Derulată ulterior în două etape, evoluția Riftului Baikal este încadrată *grosso modo* în procesul de reorganizare tectonică a Asiei, ca urmare a coliziunii cu India, petrecută anterior (la cca. 52-50 M.a.).

Modele mai recente (Mats & Perepelova, 2011) plasează începutul proceselor de *rifting* la sfârșitul Cretacicului (la cca. 70 M.a.) și consideră o evoluție tectonică eșalonată în trei etape, incluzând și influența ulterioară a evenimentului colizional India - Eurasia, cu impact major și de durată asupra întregului continent asiatic.

IV.2.1.2. Distensiunea în domeniul oceanic

Structurile de distensiune din cadrul domeniului oceanic sunt mult mai extinse și în același timp mai interesante decât cele din domeniul continental, fiind marcate de ascensiunea astenosferei în zonele de rift și de formarea crustei oceanice. Cele mai reprezentative structuri de distensiune oceanică sunt sistemele de rifturi și dorsale oceanice, prezente în toate oceanele globului, însă mai întâi, este interesant de studiat un rift oceanic care actualmente se află într-un stadiu puțin avansat de deschidere: Riftul Mării Roșii.

• **Riftul Mării Roșii** (engl. *Red Sea Rift*) (Fig.IV.24) constituie, așa cum s-a menționat anterior, un segment al Sistemului de Rifturi Africano-Arab, însă, spre deosebire de Riftul Est-African, care este un rift intracontinental (situat în domeniul continental), acesta este un rift intercontinental (situat între două blocuri continentale complet separate). Caracterizat de dimensiuni mai mari și de un proces de scufundare axială mai pronunțat, permițând invadarea apelor oceanice, acest rift prezintă o trăsătură diferită față de cel anterior, care îl definește: prezența efectivă a crustei oceanice în constituția fundului văii de rift (planșeu oceanic). Riftul Mării Roșii are o lungime de aproximativ 2.200 km și se prelungește în extremitatea sa nord-vestică cu Riftul Golfului Suez, extins pe circa 300 km.

Evoluția tectonică a Riftului Mării Roșii poate fi urmărită începând din Oligocenul timpuriu, însă prefigurarea traiectului său se pare că se datorează prezenței în fundamentul regiunii a unor

blocuri și linii de sutură mai vechi, de vârstă proterozoică, edificate în timpul ciclurilor geotectonice Pan-Africane și care au fost relativ puțin reactivate în timpul Cretacicului și Paleocenului. Un alt factor important care a influențat decisiv tectonica regională îl constituie tensiunile generate de centura Bitlis - Zagros (Fig.IV.24), care reprezintă aliniamentul de convergență dintre placa Arabiei și Eurasia, în contextul închiderii colizionale a segmentului oceanic Neotethys situat în Neozoic între aceste două blocuri continentale.

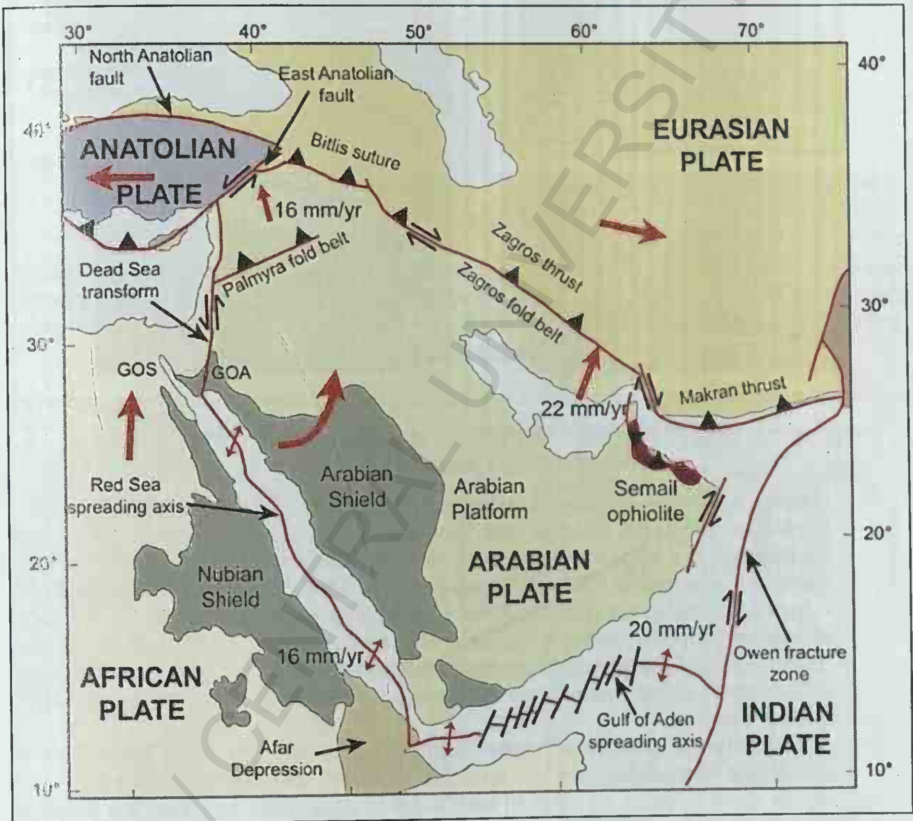


Fig.IV.24. *Riftul Mării Roșii* și *Riftul Golfului Aden*, în contextul tectonic al plăcii Arabiei (după Stern & Johnson, 2010).

Acum 31 M.a., magmatismul bazic asociat panașului mantelic din zona Afar a constituit punctul de pornire a succesiunii de evenimente tectonice care au condus la deschiderea și dezvoltarea ulterioară a Riftului Mării Roșii (Fig.IV.25) și relativ concomitent, a Riftului Golfului Aden (Bosworth *et al.*, 2005).

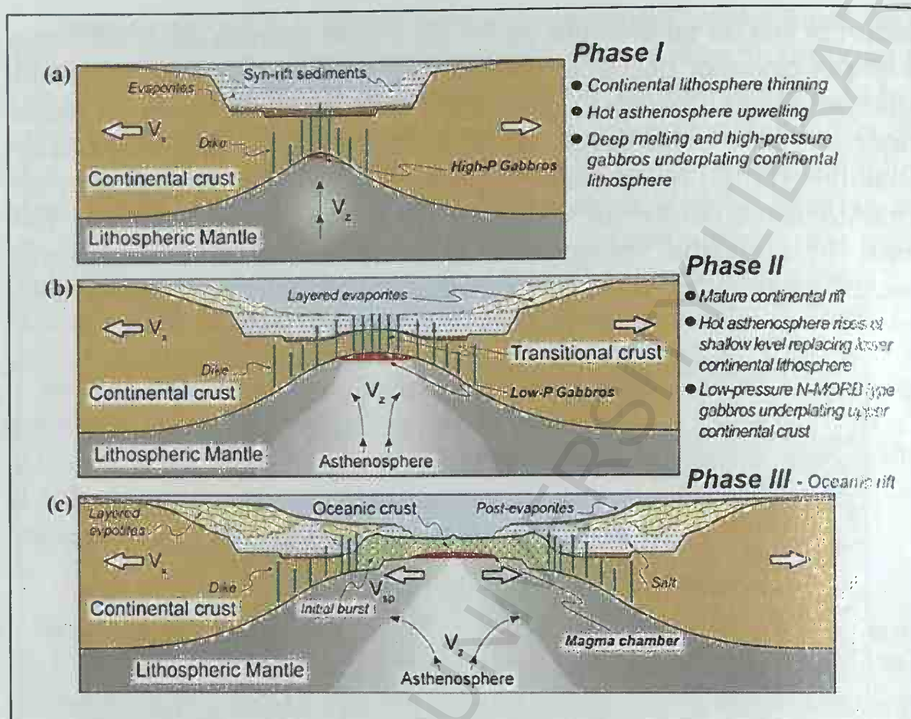


Fig.IV.25. ***Riftul Mării Roșii***: etapele succesive ale evoluției riftului (Ligi *et al.*, 2015).

Ulterior, acum cca. 15 M.a., în extremitatea nordică a Riftului Mării Roșii, în zona Peninsulei Sinai, s-a deschis spre nord-est o nouă linie de fractură, de tip falie transformantă a riftului axial, numită ***Aqaba - Levant***, care face legătura spre nord, prin intermediul Faliei Est-Anatoliene, cu zona de sutură colizională ***Bitlis - Zagros***. Această nouă configurație a plăcilor litosferice a generat un alt raport al forțelor tectonice, astfel încât, extensia inițial normală a Riftului Mării Roșii a devenit oblică în segmentul său nordic și orientată paralel cu direcția aliniamentului Aqaba - Levant, iar rata de deschidere a Riftului Golfului Suez s-a diminuat substanțial.

Aliniamentul de decroșare Aqaba - Levant, cunoscut și ca **Falia Mării Moarte** sau **Falia Iordanului**, are un caracter senestru, evidențiind deplasarea mai rapidă a plăcii Arabe, cu rotire în sens antiorar (spre vest), față de placa Africană (Fig.IV.26). De-a lungul ultimelor 15 M.a., între cele două plăci tectonice a avut loc o deplasare laterală senestră estimată la 105-110 km, iar în ultimele 5 M.a., rata medie de deplasare a fost de cca. 5 mm/an. În cadrul acestui aliniament de decroșare a existat și o componentă de distensiune, care a produs de fapt o serie de falii *quasi* paralele care au generat bazine de tip *pull-apart*, reprezentate dinspre sud spre nord de: Golful Aqaba, Marea Moartă, Marea Galileei (= Lacul Tiberiada) și Bazinul Hulah. În timpul Pleistocenului, cu aproximativ 70.000 de ani în urmă, de la sud de Marea Moartă și până la Lacul Tiberiada, a existat o vastă acumulare de apă salină, cunoscută ca ***Lacul Lisan*** (Fig.IV.27), care comunica ocazional prin intermediul Văii Jezreel cu Marea Mediterană.

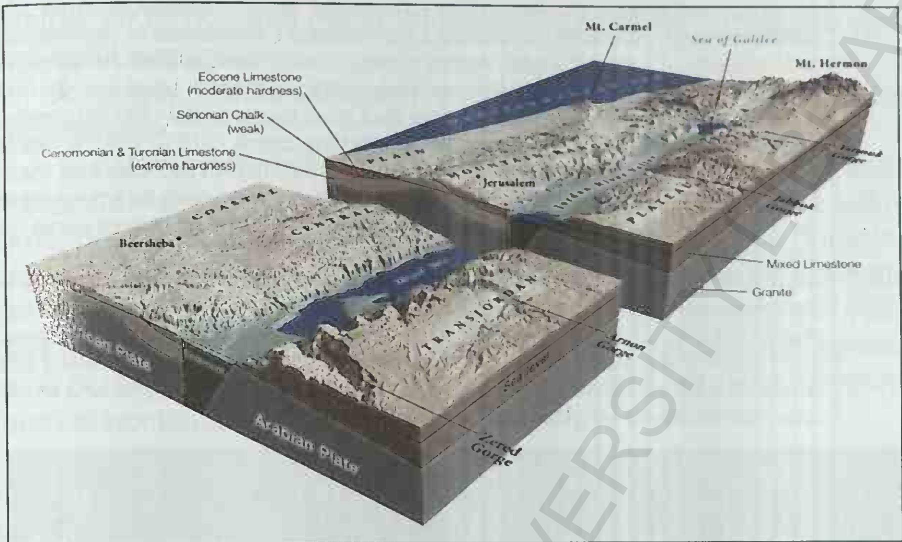


Fig.IV.26. ***Falia Mării Moarte (= Falia Iordanului)***: situată între placa Africană - la vest și placa Arabiei - la est, conține astăzi relicte ale lacului pleistocen ***Lisan***: Marea Moartă - lac hipersalin, la sud și Marea Galileei (= Lacul Tiberiada) - lac de apă dulce, la nord (https://thenaturalhistorian.com/2014/09/06/origins-of-the-dead-sea).

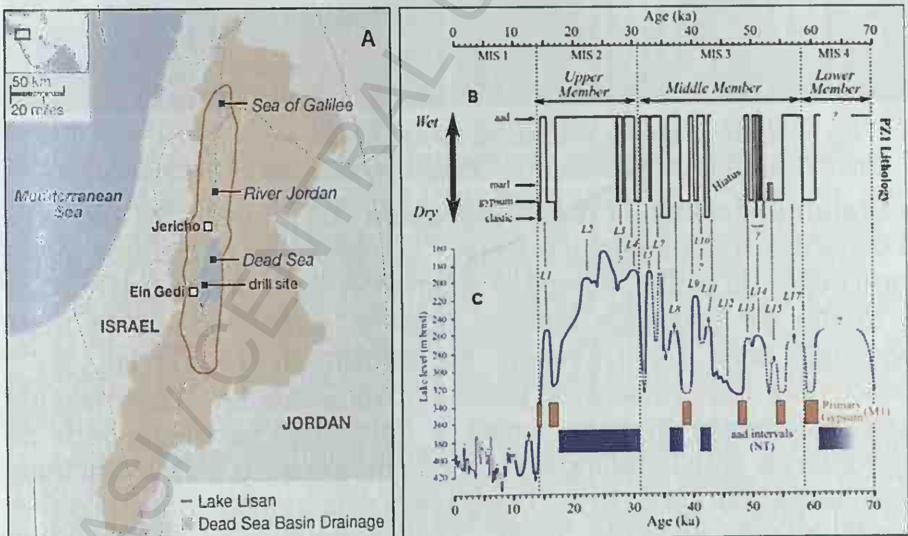


Fig.IV.27. ***Lacul Lisan***: **(A)** Extinderea în Pleistocen; **(B)** Stratigrafia *Formațiunii Lisan PZ1*, înregistrând depunerea alternantă a laminelor cu aragonit (*aad*), asociate intervalelor de nivel înalt al apelor și depunerea marnelor, gipsurilor și depozitelor clastice, asociate nivelului scăzut al apelor; **(C)** Curba nivelului lacului, corelată cu evenimentele glaciare din Groenlanda, indică un nivel foarte ridicat al apelor (L2, L3) corespunzător perioadei de maximum glaciar *MIS 2* (Torfstein *et al.*, 2013).

În timpul perioadelor glaciare cuaternare, acest lac a prezentat fluctuații ale nivelului apelor, corelabile cu variațiile de temperatură înregistrate în Groenlanda și în general, în nordul Europei. Astfel, în timpul celui mai rece stadiu al ultimului maximum glaciar, *MIS 2* (engl. *Marine Isotope Stage 2*), situat acum cca. 26.000 de ani, Lacul Lisan a înregistrat cel mai înalt nivel (aproximativ -160 m), pentru ca apoi, în Holocen, acesta să coboare treptat spre cotele -370 → -430 m, odată cu încălzirea și aridizarea climei (Torfstein *et al.*, 2013). Astăzi, cea mai mare parte a acestui traiect cantonează Valea Iordanului, râu ce izvorăște de la nord de Marea Galileii și se varsă în Marea Moartă, constituind o importantă sursă de apă dulce pentru statele adiacente: Israel, Siria și Iordania.
Marea Moartă (engl. *Dead Sea*) (Fig.IV.28), un relict al Lacului Lisan, constituie astăzi cel mai adânc lac hipersalin din lume, cu suprafața situată la -430 m sub nivelul oceanic (298 m adâncime a apei / -728 m fundul bazinului). Localizarea sa în climat arid și alimentarea extrem de redusă cu apă dulce face ca nivelul său să scadă continuu, concomitent cu creșterea salinității sale, care este una dintre cele mai ridicate de pe glob: 35-42 g/L (Fig.IV.28).

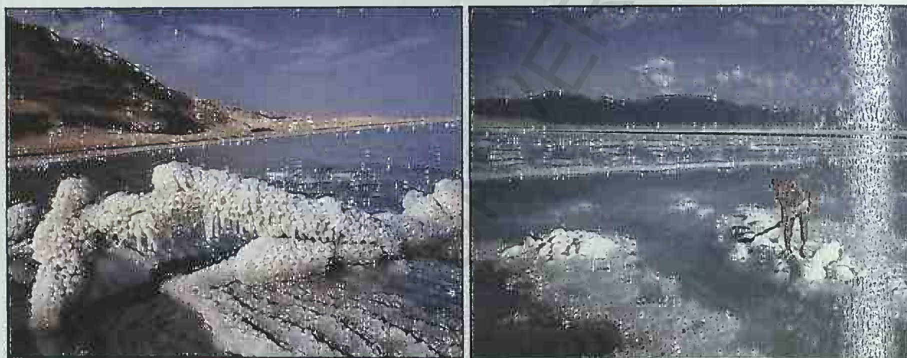


Fig.IV.28. ***Marea Moartă***: precipitarea sărurilor bogate în Mg, Na, Ca, K, Cl, Br (http://www.unbelievableinfo.com/2014/04/strange-salt-formation-in-dead-sea.html).

• **Sistemul dorsalelor medio-oceanice** - ca manifestare esențială a distensiunii în domeniul oceanic - constituie un aliniament structural masiv de lanțuri muntoase submarine, care ocupă mai mult de o treime din suprafața fundului oceanic, extinzându-se în toate oceanele lumii, pe o lungime de aproximativ 70.000 km, cu o deschidere transversală ce poate depăși 2.000 km. Distensiunea care acționează în zona axială a dorsalelor se desfășoară pe perioade de timp îndelungate (zeci de milioane de ani), astfel încât extinderea laterală a crustei oceanice create în mod continuu generează bazine oceanice vaste. Denumirea de dorsală ”medio-oceanică” este una generică, fiind valabilă doar pentru Oceanul Atlantic, în care într-adevăr, dorsala este situată în zona mediană a acestuia, echidistant față de marginile continentale, în timp ce în Oceanul Indian, sistemul ramificat de dorsale este doar relativ

central, iar în Oceanul Pacific, dorsala este excentrică, situată spre sud-estul acestuia.

Dorsalele medio-oceanice prezintă în general următoarele caracteristici:

- existența unui rift central situat în zona axului longitudinal, reprezentat de o structură depresionară ce poate atinge 2 km adâncime, delimitată de falii normale față de bordurile înalte ale dorsalei; riftul constituie sediul unei activități vulcanice intense, reprezentată de bazalte de dorsală (engl. *Mid-Ocean Ridge Basalts, MORB*), care, prin răcire și consolidare, generează o nouă crustă oceanică de o parte și de cealaltă a dorsalei, antrenând-o într-o expansiune laterală continuă a fundului oceanic;
- absența sedimentelor în zona centrală a riftului, unde efuziunea perpetuă a lavelor bazaltice împiedică procesele de sedimentare, favorizând în schimb procesele hidrotermale complexe, datorate interacțiunii apei de mare cu rocile din crusta oceanică și formarea așa-numitelor "coșuri negre" (engl. *black smokers*); pe măsura îndepărtării de dorsală, însă, grosimea cuverturii sedimentare crește, atingând dimensiuni de mii de metri;
- manifestarea unui flux termic ridicat, care se diminuează progresiv, pe măsură ce crusta oceanică se răcește și se deplasează lateral; variațiile acestuia se înscriu între 80-200 mW/m^2 în zonele axiale ale dorsalelor (la cele cu deplasare rapidă) și între 80-20 mW/m^2 în zonele mai îndepărtate de ax (Jolivet & Nataf, 1998);
- manifestarea anomaliilor magnetice pozitive și negative, prezente ca benzi alternative și paralele de o parte și de cealaltă a dorsalei, cu vârste crescând pe măsura îndepărtării de aceasta;
- manifestarea unei seismicități ridicate atât în lungul dorsalei, cât și în zonele de fractură ale faliilor transformante, cauzate de descărcarea de energie elastică acumulată în decursul proceselor tectonice;
- prezența faliilor transformante (engl. *transform faults*) (Wilson, 1965; Morgan, 1968), care sunt zone de fractură liniare, cu lungimi ce pot depăși 1.500 km și care decalează lateral cu câteva sute de kilometri axul dorsalelor (de exemplu: 160 km în cazul faliei *Kane*, 320 km pentru falia *Vema* și până la 900 km în cazul faliei *Romanche* - toate situate pe dorsala medio-atlantică).

Sistemul global de dorsale oceanice (Fig.IV.29) cuprinde în **OCEANUL ATLANTIC**: ***dorsala medio-atlantică***, constituită spre nord-estul Atlanticului din segmentele sale numite ***dorsala Reykjanes*** (la sud de Islanda), dorsala ***Kolbeinsey***

(la nord de Islanda), ***dorsala Jan Mayen***, ***dorsala Mohns*** și ***dorsala Knipovich***, care se racordează apoi în Oceanul Arctic cu ***dorsala arctică Gakkel***. La sud de Islanda, dorsala medio-atlantică prezintă o serie de linii de fractură (falii transformante) principale: *Charlie - Gibbs* (52.6° lat N), *Atlantis* (30° lat N), *Kane* (23.7° lat N), *Fifteen-Twenty* sau *Cabo Verde* (15.20° lat N), *Vema* (10.7° lat N), *St. Paul* (0.6° lat N), *Romanche* (0.5° lat S) și altele, situate în emisfera sudică. Această dorsală se racordează în Atlanticul de Sud prin intermediul punctului de triplă joncțiune *Bouvet*, cu ***dorsala sud-americano-antarctică*** și cu ***dorsala sud-vest-indiană***.

În **OCEANUL INDIAN**: ***dorsala sud-vest-indiană*** și ***dorsala sud-est-indiană*** se racordează cu ***dorsala Carlsberg*** în punctul de triplă joncțiune *Rodriguez*, iar aceasta din urmă se prelungește către nord și apoi nord-vest în Golful Aden, de unde, la vest, prin intermediul punctului triplu *Afar*, se racordează cu Riftul Mării Roșii și cu Riftul Est-African.

În **OCEANUL PACIFIC**: ***dorsala est-pacifică*** se racordează cu ***dorsala Cocos - Nazca***, prin punctul de triplă jonc-țiune *Galápagos* și cu ***dorsala Chile***, prin punctul de triplă joncțiune *Juan Fernandez*, de la care se extinde spre sud-vest, în Pacificul de Sud, ***dorsala pacifico-antarctică***, continuată cu *dorsala sud-est-indiană*. La extremitatea sa estică, dorsala Chile intră în subducție odată cu cele două plăci adiacente - *Nazca* și partea nordică a plăcii *Antarctica* - sub placa *Americii de Sud*, prin punctul de triplă joncțiune (dorsală - fosă - fosă) numit tot *Chile*. ***Dorsala Juan de Fuca*** (cu segmentele ***Explorer, Juan de Fuca*** și ***Gorda***), de mici dimensiuni și situată în nord-estul Oceanului Pacific, este conectată la terminația nordică a faliei San Andreas (California, S.U.A.).

Toate acestea sunt dorsale active, care constituie centre de expansiune a fundului oceanic și care, din cauza mișcărilor tectonice și a vulcanismului aferent prezintă și o seismicitate ridicată, manifestată atât de-a lungul rifturilor oceanice, cât și în zona faliilor transformante. În afara acestora, există și dorsale aseismice, care reprezintă doar forme de relief submarin inactive tectonic, în general de tipul aliniamentelor de munți submarini, ca de exemplu: *dorsala Walvis* (sudul Oceanului Atlantic), *dorsala Ninety East* sau *90°E* (estul Oceanului Indian).

Dorsala medio-atlantică constituie segmentul cel mai bine cunoscut al acestui sistem, fiind prima dorsală descoperită și studiată morfologic, încă din a doua jumătate a secolului XIX. De-a lungul traiectului său de aproximativ 16.000 km (Fig.IV.30), dorsala medio-atlantică este jalonată de la nord la sud de insulele vulcanice: **Jan Mayen** (Norvegia), **Islanda**, **Surtsey** (Islanda), **Azore** (Portugalia), **Ascension** (Marea Britanie), **St. Helena** (Marea Britanie), **Tristan da Cunha** (Marea Britanie), **Gough** (Marea Britanie) și **Bouvet** (Norvegia) - care reprezintă manifestarea în suprafață a vulcanismului complex asociat dorsalei. Riftul său axial are o adâncime de 1-2 km și o deschidere de 10-20 km și constituie sediul unui vulcanism bazic *quasi* continuu, generator al crustei oceanice.

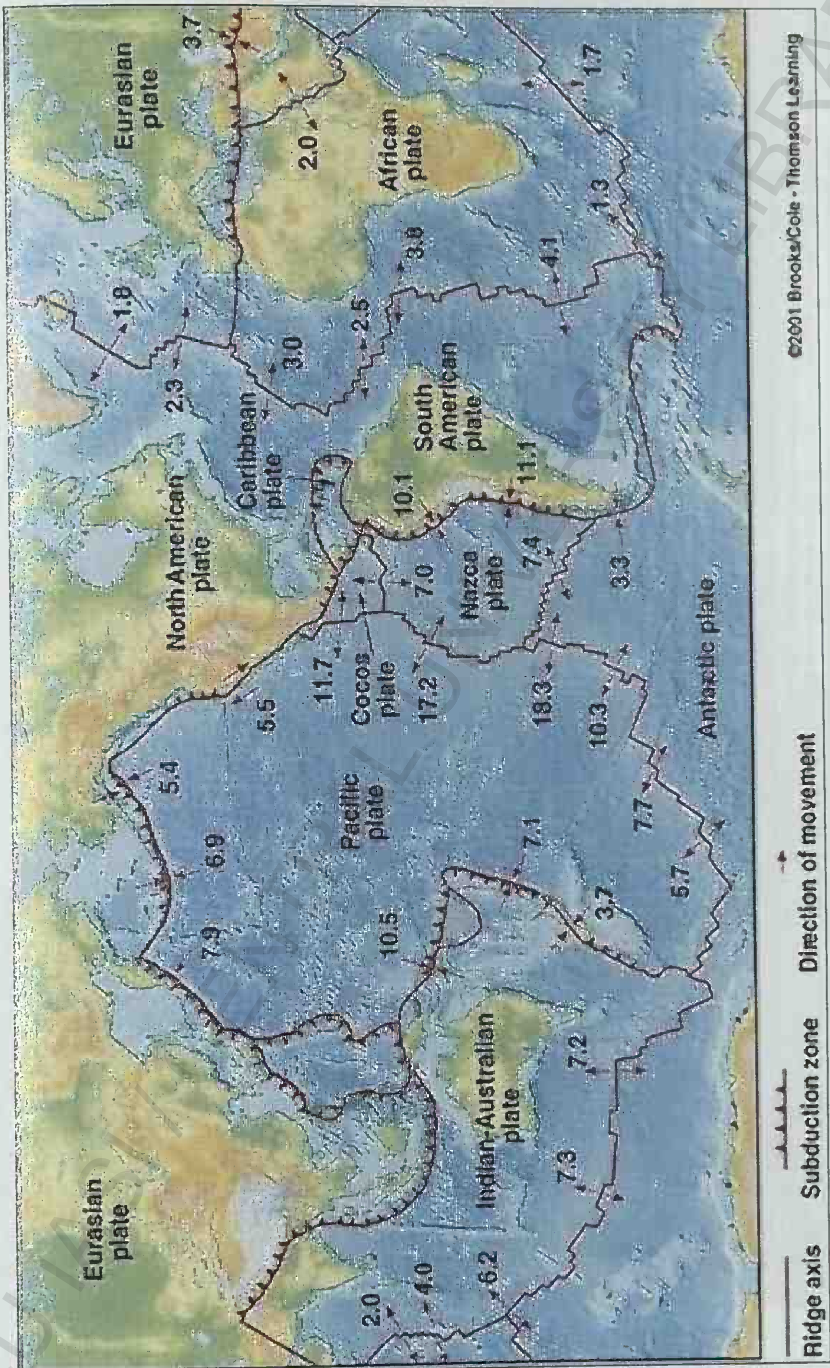


Fig.IV.29. *Harta tectonică a lumii*: sistemul global de dorsale oceanice și zonele de subducție (cifrele indică rata deplasării în cm/an) (https://www.quora.com).

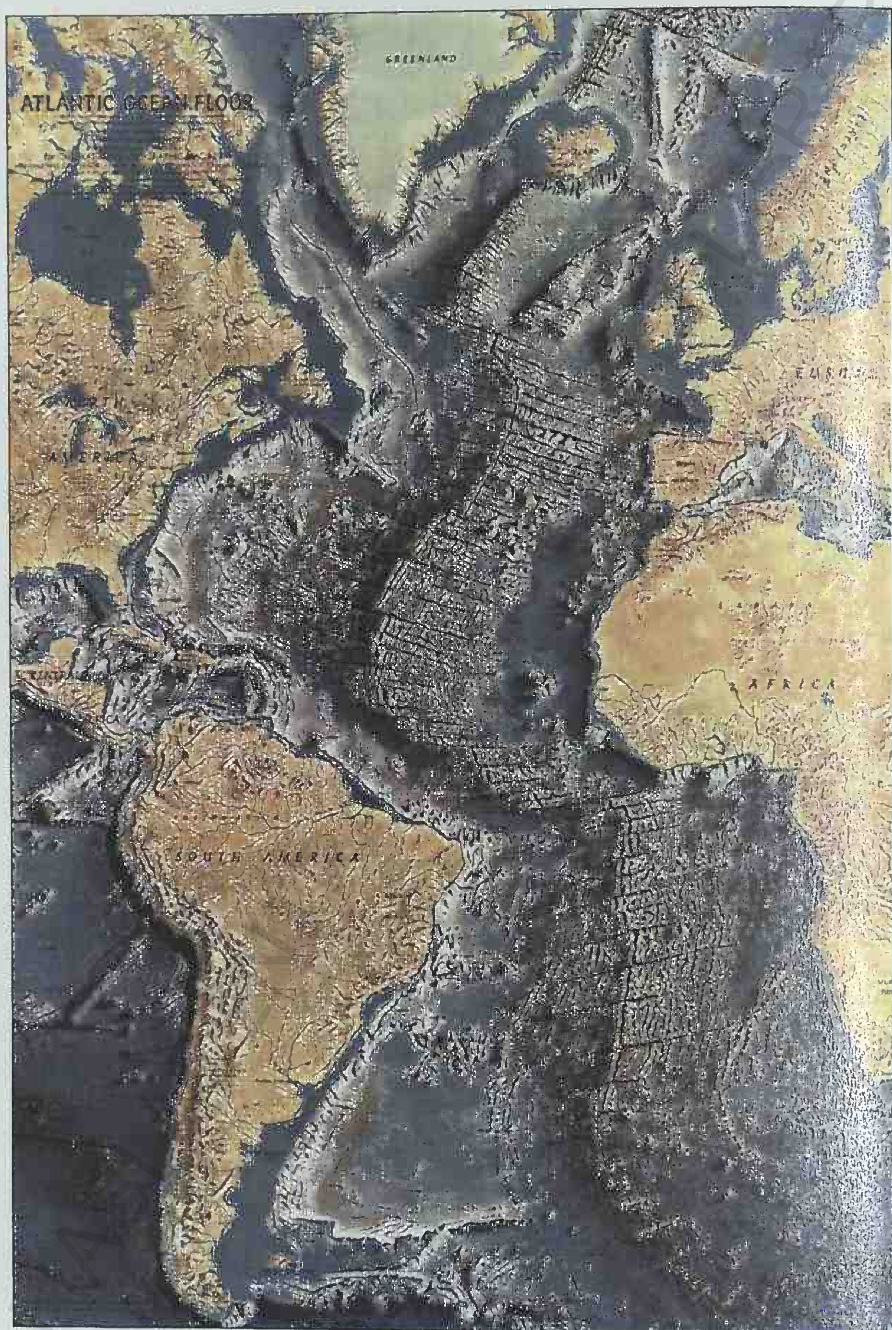


Fig.IV.30. ***Dorsala medio-atlantică*** și faliile sale transformante (http://www.amusingplanet.com/2014/09/the-mid-atlantic-ridge-in-iceland.html).

De asemenea, riftul axial al dorsalei medio-oceanice reprezintă sediul unei activităţi hidrotermale complexe, diseminate de-a lungul său, în zonele "coşurilor negre" (Fig.III.3). Apa de mare penetrează adânc în fisurile crustei oceanice, iar supraîncălzirea sa (până la peste 400°C) de către masa magmatică subiacentă facilitează alterarea rocilor bazaltice prin intermediul metamorfismului hidrotermal de fund oceanic. În acest mod, fluidele hidrotermale dizolvă ioni ai diferitelor metale şi, prin expulzarea sub forma jeturilor intermitente cu viteză ridicată, precipită faze minerale complexe (în general sulfuri şi oxizi de Fe, Mn, Cu, Zn, Pb *etc.*), care se depun succesiv, clădind aşa-numitele "coşuri negre". Denumirea acestora provine în special de la particulele de oxizi de mangan, de culoare neagră, care sunt expulzate în ambientul oceanic, ca un "fum" negru. Interesant este faptul că pe lângă îmbogăţirea fluidelor hidrotermale în aceste elemente metalice, importante din punct de vedere economic, are loc o "sărăcire" în magneziu Mg a acestora, ceea ce conduce la un bilanţ geochimic modificat al apelor oceanice, prin intervenţia proceselor hidrotermale. În jurul acestor coşuri hidrotermale, care au câtiva metri înălţime, se dezvoltă o faună hipertermofilă cuprinzând: bacterii cu metabolism bazat pe chemosinteză (utilizând cu precădere hidrogenul sulfurat H_2S ca sursă de energie), viermi anelizi, moluşte, crustacee *etc.* De-a lungul sectorului nordic al **dorsalei medio-atlantice** s-au desfăşurat în ultimele decade cercetări geo-bio-ecologice asupra câmpurilor hidrotermale ***Menez Gwen*** (37.50° lat. N), ***Lucky Strike*** (37.17° lat. N), ***Saldanha*** (36.34° lat. N), ***Rainbow*** (36.14° lat. N), ***Broken Spur*** (29.10° lat. N), ***TAG*** (26.8° lat. N), ***Logatchev*** (14.45° lat. N) şi altele; în 2000 a fost descoperit câmpul hidrotermal ***Lost City*** (30° lat. N) (Fig.IV.31) constituit din "coşuri albe", în componenţa cărora se găsesc predominant minerale carbonatice (Kelley *et al.*, 2001; 2005; 2007; 2012). În anul 2008 a fost descoperit cel mai nordic câmp hidrotermal al dorsalei medio-atlantice (73.30° lat N), numit ***Loki's Castle***, constituit din cinci coşuri negre care expulzează soluţii hidrotermale conţinând sulfuri metalice, cu temperaturi de aproximativ 300°C (Pedersen *et al.*, 2010) - aceasta a demonstrat faptul că activitatea hidrotermală este caracteristică şi dorsalelor ultra-lente, cu rata de expansiune şi activitatea vulcanică foarte reduse.

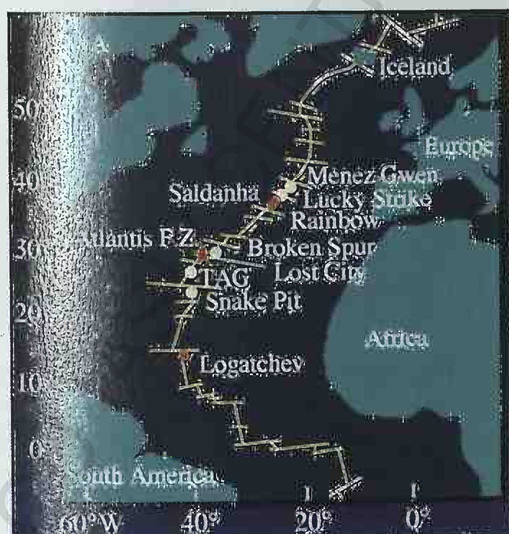


Fig.IV.31. **Dorsala medio-atlantică**: câmpuri de activitate hidrotermală (coşuri negre / *black smokers*: ***Menez Gwen, Lucky Strike, Saldanha, Broken Spur, Logatchev*** *etc.* şi coşuri albe/ *white smokers*: ***Lost City***) investigate în ultimele decade (University of Washington, S.U.A.).

Dorsala medio-atlantică are o viteză de expansiune de cca. **2,5 cm/an**, situându-se în categoria dorsalelor lente (Fig.IV.32.A), la care profilul transversal este mai îngust, prezintă o zonă mediană înaltă și cu flancuri abrupte, marcată de prezența riftului axial adânc, determinat de falii normale și conținând cratere vulcanice cu activitate moderată, generată de o cameră magmatică cu dezvoltare relativ redusă. În principiu, rata redusă de expansiune a dorsalelor lente se corelează cu plăcile litosferice care nu au margini antrenate în procese compresive, caracteristice zonelor de subducție (de exemplu: dorsala medio-atlantică, care jalonează plăcile Nord-Americană / Eurasiatică și Sud-Americană / Africană - continentele respective având margini de tip pasiv).

La polul opus se situează dorsalele rapide (Fig.IV.32.B), cu rate de expansiune de **10-15 cm/ an**, caracterizate de o secțiune transversală largă și convexă, sub forma unui bombament cu pante line, care prezintă în zona mediană un rift foarte puțin adânc, alimentat de o cameră magmatică bine dezvoltată. În mod analog, rata ridicată de expansiune se corelează cu plăcile care prezintă și margini antrenate în procese de subducție, în care tronsoanele de crustă rece și îngroșată exercită o tracțiune asupra plăcii, în ansamblul său - de exemplu, dorsala Est-Pacifică, cu viteza cea mai mare de expansiune de pe glob, de 15 cm/an (DeMets *et al.*, 2010), jalonează plăcile Pacifică, Cocos și Nazca, implicate toate în procese de subducție.

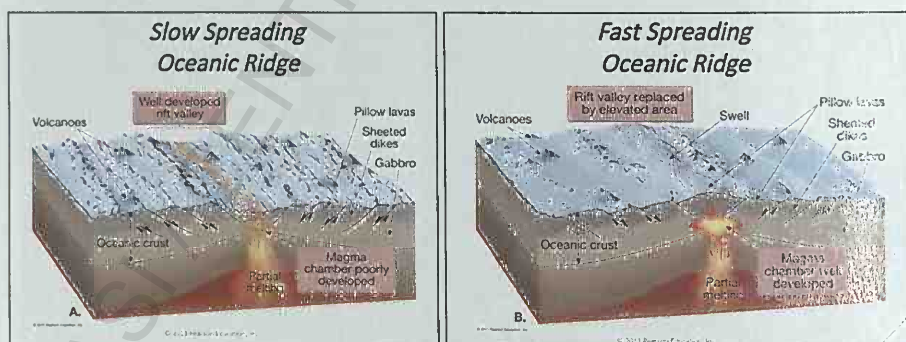
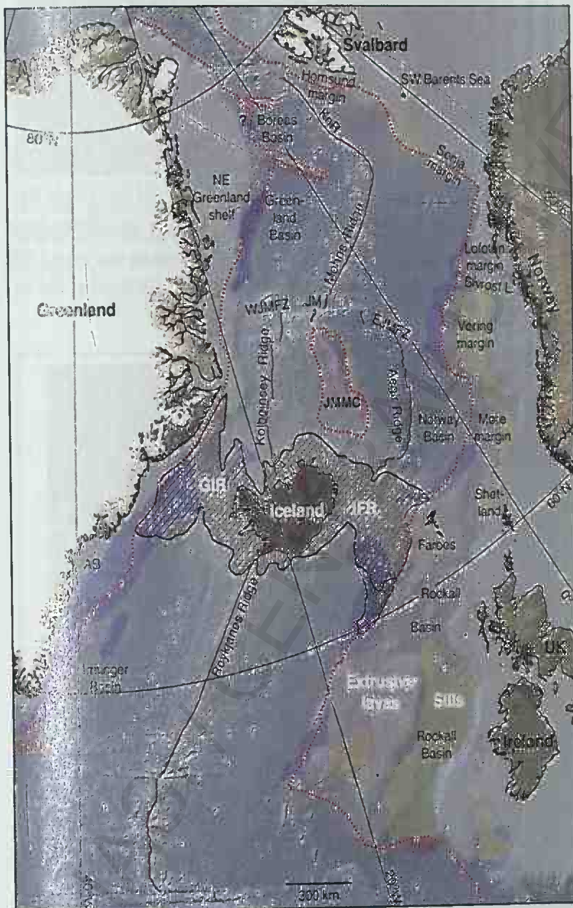


Fig.IV.32. Tipuri de *dorsale oceanice*: (**A**) Dorsală lentă; (**B**) Dorsală rapidă (Pearson Education Inc., 2011).

Dorsala medio-atlantică conține cel mai interesant și reprezentativ tronson de dorsală oceanică aflat în domeniul subaerian: **Islanda** (un altul este Triunghiul Afar, din estul Africii, unde însă, se

poate observa în domeniul continental un stadiu incipient de dezvoltare a unui rift oceanic). Situată în Atlanticul de Nord-Est, în cadrul **dorsalei medio-atlantice** (ale cărei segmente nordice sunt dorsalele *Reykjanes, Kolbeinsey, Jan Mayen, Mohns, Knipovich*) (Fig.IV. 33), Islanda este marcată de prezența unui vulcanism complex, reprezentat majoritar de expulzarea lavelor bazaltice, dar și de andezite, dacite și riolite, generând o gamă largă de stiluri de erupție, de la cele efuzive, de tip hawaiian, la cele mixte și la cele explozive, cu faze de tip plinian și freato-magmatic, de tip surtseyan (Fig.IV.34) (Thordarson & Larsen, 2007).



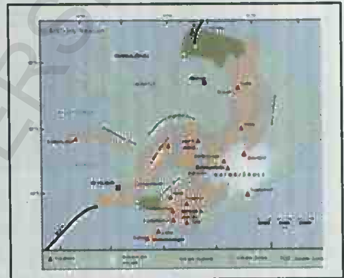


Fig.IV.33. *Islanda*: tronson subaerian al **dorsalei medio-atlantice**; JM = dorsala Jan Mayen; KnR = dorsala Knipovich; *COB* (*Continental - Ocean Boundary* = limita crustei continentale - oceanice); *GIR* (*Greenland - Iceland Ridge* = dorsala Groenlanda - Islanda); *IFR* (*Iceland - Faroe Ridge* = dorsala Islanda - Faroe); JMMC (*Jan Mayen Micro-Continent* = microblocul continental Jan Mayen); *WJMFZ* (*West Jan Mayen Fracture Zone* = zona de fractură vest-Jan Mayen); *EJMFZ* (*East Jan Mayen Fracture Zone* = zona de fractură est- Jan Mayen) (Funck *et al.*, 2016).

Islanda este locul de pe Pământ unde se poate studia cu ușurință în domeniul subaerian modul în care se prezintă și evoluează o dorsală oceanică, reprezentată de cele două tronsoane laterale de litosferă cu crustă oceanică nou formată, separate de fracturi adânci ale riftului axial, care se lărgesc treptat (2 cm / an) prin intermediul activității vulcanice mantelice. Acest aliniament de distensiune traversează întreaga

insulă, pe traiectul NE-SW și formează structuri reprezentative, vizibile în sud-vestul Islandei, în zona **Thingvellir**, care face parte din Parcul Național Thingvellir (Fig.IV. 35). Din aliniamentul de fracturi face parte și fisura **Silfra** (Fig.IV.36), una dintre cele mai adânci structuri de acest tip din zona parcului, care interceptează un acvifer, ale cărui ape au invadat-o treptat, transformând-o într-o atracție turistică unică în lume.



Fig.IV.34. *Islanda*: erupția fisurală a vulcanului ***Bardarbunga*** (2009 m), din aug. 2014-feb. 2015; vulcanul este situat în SE insulei, sub stratul de 500m de gheață al ghețarului Vatnajökull (în NW acestuia) și conține o calderă subglaciară cu o deschidere de cca. 10 km și 700 m adâncime; a fost cea mai mare erupție (ca volum de lavă) din Islanda, de la erupția vulcanului Laki, din 1783 (https://guidetoiceland.is).

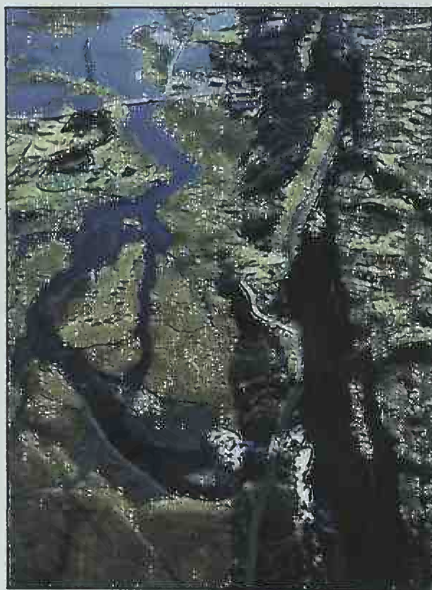




Fig.IV.35. *Fisura Thingvellir* (Parcul național Thingvellir - sit UNESCO, 2004, sud-vestul Islandei): vedere aeriană dinspre nord-est spre sud-vest a aliniamentului de fractură (zona de culoare închisă), care separă spre nord-vest (dreapta imaginii) placa Nord-Americană de placa Eurasiatică, situată spre sud-est (stânga imaginii) (Foto: Ingibjörg Kaldal, Iceland Geosurvey).



Fig.IV.36. *Fisura Silfra*, Parcul Național Thingvellir (Islanda) (https://www.google.ro/search?q=silfra+fissure&source).

IV.2.2. Plăci litosferice în regim compresiv (convergent)

Compresiunea este o stare tensională indusă de o comprimare exercitată lateral (convergent) asupra unui tronson de litosferă și care produce în principiu o scurtare a acesteia, prin intermediul unor deformări de tipul cutării, îngroșării, încălecării, subducției (Fig.IV. 37).

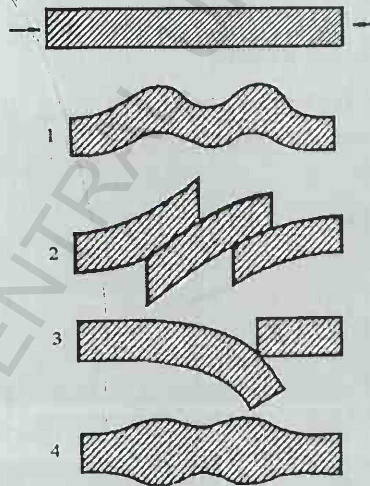


Fig.IV.37. *Compresiunea* aplicată unui tronson de litosferă și structurile de compresiune generate: (1) cutare; (2) încălecare; (3) subducție; (4) îngroșare (după Anderson, 1971).

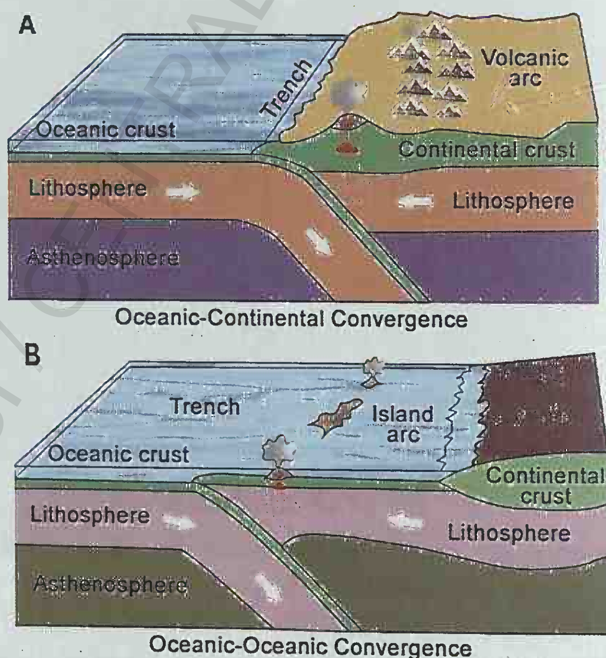
Compresiunile se află la originea celor mai complicate și mai spectaculoase structuri tectonice de pe glob, începând de la complexele de subducție și până la marile lanțuri orogene care jalonează aliniamentele de coliziune dintre diverse blocuri litosferice.

IV.2.2.1. SUBDUCȚIA

Subducția (lat. *subducere* = a trage în jos, a supune; engl. *subduction*) este fenomenul tectonic prin care, la contactul în regim compresiv (convergent) a două plăci litosferice, cea care este mai densă (oceanică) coboară sub cealaltă (continentală sau tot oceanică), formând un aliniament de flexură și un plan înclinat, de-a lungul căruia se scufundă progresiv în astenosferă, unde se topește în timp (zeci de M.a.), fiind asimilată (Fig.IV.38). Subducția este considerată astăzi cel mai caracteristic și mai interesant fenomen al tectonicii globale, privită la nivelul Pământului ca un proces de compensare geodinamică necesară, în raport cu generarea continuă a crustei oceanice din zona dorsalelor medio-oceanice.

Subducția se poate desfășura în următoarele *setting*-uri tectonice principale:

(1) **subducția de tip continental - oceanic** (Fig.IV.38.A), în cadrul căreia o placă litosferică oceanică intră în subducție sub o placă de tip continental; exemplul clasic este cel din sud-estul Oceanului Pacific, unde placa oceanică *Nazca* se află în subducție sub placa de tip continental a *Americii de Sud*, rezultând edificarea Munților Anzi → **subducție de tip andin**;



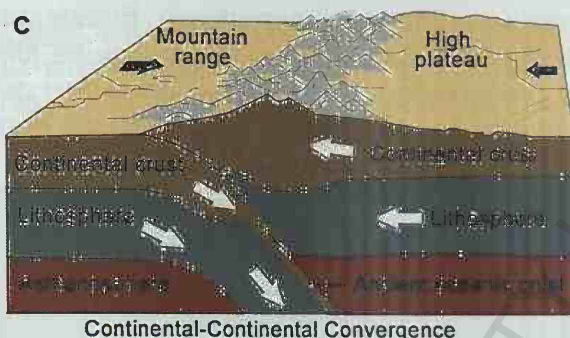


Fig.IV.38. ***Subducția***: **(A)** Subducția de tip ***continental-oceanic*** (de tip andin); **(B)** Subducția de tip ***intra-oceanic*** (de tip Mariane); **(C)** Subducția de tip ***continent - continent*** (de tip himalayan) (https://www.usgs.gov).

(2) **subducția de tip intra-oceanic** (Fig.IV.38.B), caz în care placa oceanică este subdusă sub o altă placă tot de tip oceanic, după exemplul din vestul Oceanului Pacific, unde marea placă Pacifică, de tip oceanic, intră în subducție sub placa Philippine, tot de tip oceanic, generând arcul insular al Marianelor → **subducție de tip Mariane.** În afara acestui aliniament, în vestul Pacificului mai există subducție de acest tip și în zonele: Japonia, Izu-Bonin, Philippine, Tonga.

(3) **subducția de tip continent-continent** (Fig.IV.38.C), în cadrul căreia două blocuri de tip continental întră în coliziune după consumarea crustei oceanice situate anterior între ele. Acesta nu este un caz de subducție propriu-zisă, deoarece, având aceeași densitate (redusă), placa descendentă nu ajunge adânc în astenosferă, ci pătrunde direct sub cealaltă placă, sub un unghi foarte mic, dublând practic crusta continentală a acesteia. Exemplul clasic este cel al blocului indian, intrat în subducție sub marea placă Asiatică, generând formarea Munților Himalaya → **subducție de tip himalayan.**

Zonele de subducție de pe glob însumează aliniamente cu o lungime totală de aproximativ 55.000 km și prezintă următoarele structuri specifice și caracteristici generale: fosă oceanică, plan Benioff, centură orogenă, magmatism / vulcanism, seismicitate, flux termic.

- **Fosa oceanică** (origine: lat. *fossa* = șanț, groapă; engl. *oceanic trench*) - marchează zona de flexură a plăcii care plonjează în astenosferă. Din punct de vedere morfologic, fosa oceanică se prezintă ca o depresiune adâncă, delimitată de un perete extern, orientat spre placa oceanică subdusă și unul intern, în general cu pantă mai

pronunțată, care aparține plăcii superioare. Fosele oceanice sunt extinse pe aliniamente de câteva sute sau mii de kilometri (800-6.000 km), cu o deschidere laterală de câteva zeci de kilometri și adâncime de mai multe mii de metri, fiind expresia geomorfologică a celor mai adânci zone ale oceanului planetar.

Cele mai impresionante fose oceanice de pe glob se găsesc în Oceanul Pacific, jalonând numeroasele sale aliniamente de subducție, cu adâncimi care depășesc în medie ↓8.000 m (Fig.IV.39): ***Mariane*** (↓11.034 m), ***Tonga*** (↓10.882 m), ***Philippine*** (↓10.545 m), ***Kurile - Kamchatka*** (↓10.542 m), ***Kermadec*** (↓10.047 m) (Fig.IV. 40.A), ***Izu - Bonin*** (↓9.810 m), ***Japoniei*** (↓9.504 m), ***Peru - Chile*** (↓8.065 m), ***Aleutine*** (↓7.822 m), ***Ryukyu*** (↓7.460 m), ***Middle America*** (↓ 6.670 m).

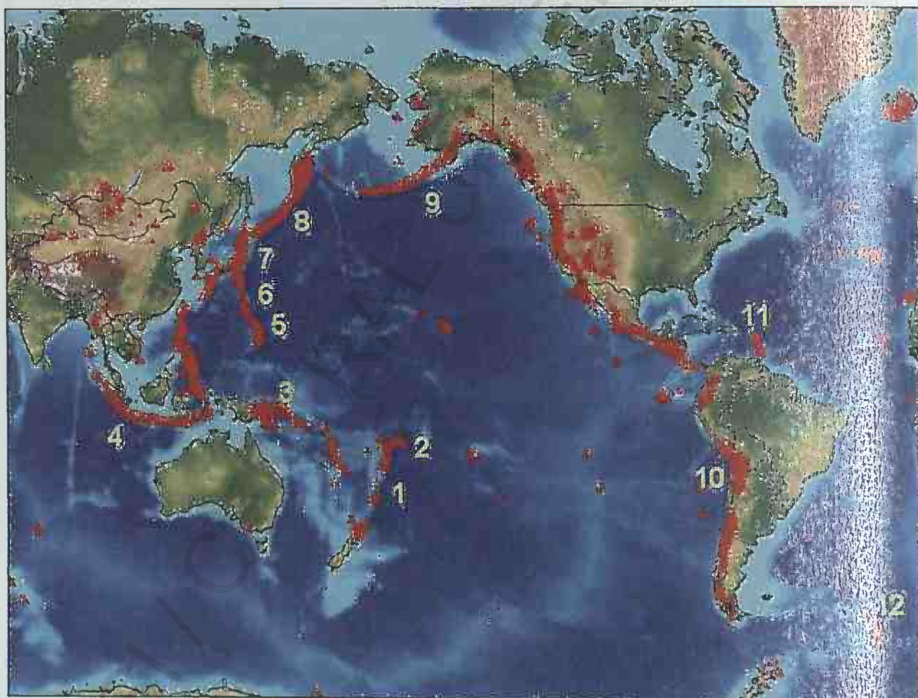


Fig.IV.39. Fose oceanice marcând principalele zone de subducție de pe glob: 1- *Kermadec* (10.047 m); 2- *Tonga* (10.882 m); 3- *Bougainville* (6.200 m); 4- *Sunda* (7.725 m); 5- *Mariane* (11.034 m); 6- *Izu - Bonin* (9.810 m); 7- *Japoniei* (9.504 m); 8- *Kurile - Kamchatka* (10.542 m); 9- *Aleutine* (7.822 m); 10- *Peru - Chile* (8.065 m); 11- *Puerto Rico* (8.600 m); 12- *South Sandwich* (8.428 m); triunghiurile roșii marchează vulcanii activi de pe glob - aceștia sunt în majoritate vulcani de subducție și sunt situați de-a lungul coastelor pacifice, formând ***Cercul de Foc al Pacificului***; cei situați în zone care nu sunt asociate tectonicii plăcilor, reprezintă vulcanismul de tip *hotspot* (https://www.usgs.gov).

În Oceanul Atlantic, care are în principiu margini pasive, există două fose adânci, care marchează aliniamente de subducție cu extindere redusă: ***Puerto Rico*** (↓8.600 m) (Fig.IV.40.B) și ***South Sandwich*** (↓8.428 m); în Oceanul Indian: ***Sunda*** (↓7.725 m).

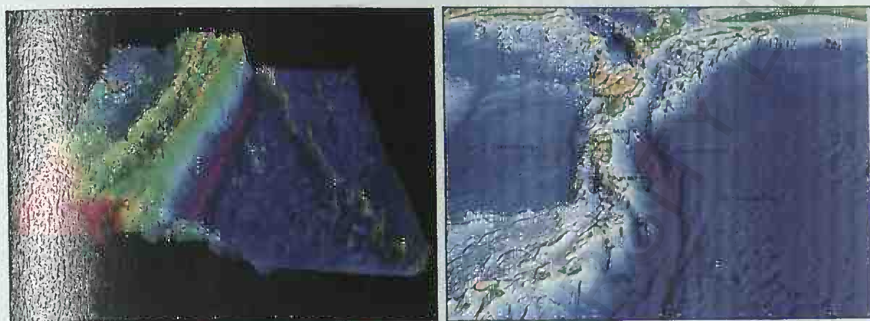


Fig.IV.40. (A) ***Fosa Kermadec*** (↓10.047 m), Oceanul Pacific (http://oceanexplorer.noaa.gov/explorations/14hades/welcome.html); (B) ***Fosa Puerto Rico*** (↓8.600 m), Oceanul Atlantic (https://www.usgs.gov/science-explorer) - imagini computerizate.

- **Planul Benioff** (sau **Wadati - Benioff**) (engl. *Wadati - Benioff zone*) - denumit în onoarea seismologului japonez **Kiyoo Wadati** (1902-1995) și a seismologului american de origine rusă **Hugo Benioff** (1899-1968) - este planul înclinat pe care îl formează tronsonul de placă litosferică (engl. *slab* sau *lithospheric slab*) la coborârea sa în subducție, sub placa rămasă deasupra (Fig.IV.41).

Poziția exactă a acestui plan este determinată prin localizarea punctelor de hipocentru ale seismelor generate de procesele complexe care au loc la înaintarea în astenosferă a plăcii subduse. Practic, geofizicienii Wadati și Benioff au determinat pentru prima dată în anii '50, în mod independent, distribuția în adâncime, de-a lungul acestui plan înclinat, a unor viteze seismice anormal de ridicate, indicând tronsoane de crustă mai rece care coboară în cadrul astenosferei fierbinți. Unghiul de înclinare al planului Wadati - Benioff variază în funcție de mai mulți parametri, de la valori de sub 45° (de exemplu, Japonia: 22°-30°; Peru - Chile: 15°-30°), până la aproape 90° (Mariane: 82°) (Xing *et al.*, 2016) (Fig.IV.41).

O analiză statistică bazată pe cercetările realizate prin tomografie seismică (Fig.IV.42.D) asupra a numeroase aliniamente de subducție de pe glob (Lallemand *et al.*, 2005; Heuret & Lallemand, 2005) indică faptul că există zone în care tronsoanele în subducție coboară doar până la adâncimi relativ reduse, în timp ce în alte

zone, acestea ajung la adâncimi mai mari și pot stagna la nivelul zonei de tranziție de la 670 km - limita dintre mantaua superioară și cea inferioară (de exemplu, partea nordică a Arhipelagului Izu - Bonin); alte plăci plonjează la adâncimi și mai mari, depășind acestă discontinuitate și penetrează în mantaua inferioară (de exemplu, Arhipelagul Marianelor sau partea sudică a Arhipelagului Izu - Bonin) (Xing *et al.*, 2016; Zhao *et al.*, 2017) (Fig.IV.42).

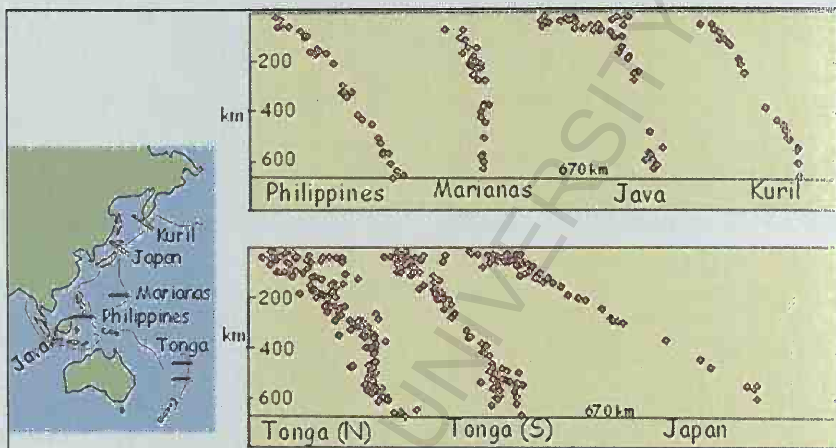


Fig.IV.41. ***Planul Wadati - Benioff***: unghiuri diferite de înclinare ale planelor de subducție din diverse zone din vestul Oceanului Pacific, determinate de distribuția hipocentrelor seismelor superficiale, medii și de mare adâncime; în cazul Japoniei, planul Wadati-Benioff are o înclinare de cca. 30°, iar în cazul Marianelor, înclinarea acestuia este de aproape 90° (http://www.see.leeds.ac.uk/structure/dynamicearth/subduction/wadati.htm).

De asemenea, s-a constatat că unghiul de înclinare al planului Wadati - Benioff este în general mai redus în cazul subducției sub o placă de tip continental (50° ± 20°) și mai abrupt în situația subducției sub o placă oceanică (70° ± 20°). În plus, înclinarea este mai redusă pentru subducția superficială (între 0-125 km adâncime), având în medie 32°, iar în cazul subducției mai profunde (peste 125 km adâncime), este în medie de 58° (Lallemand *et al.*, 2005).

• **Seismicitatea** (engl. *seismicity*) - este, așa cum s-a menționat anterior, o caracteristică importantă a zonelor de subducție, acestea fiind marcate de o activitate tectonică intensă. Focarele seismice sunt situate de-a lungul planului Wadati - Benioff, indicând producerea unor cutremure superficiale (< 70 km adâncime), dar în special a cutremurelor intermediare (70-300 km) și adânci (300-700 km).

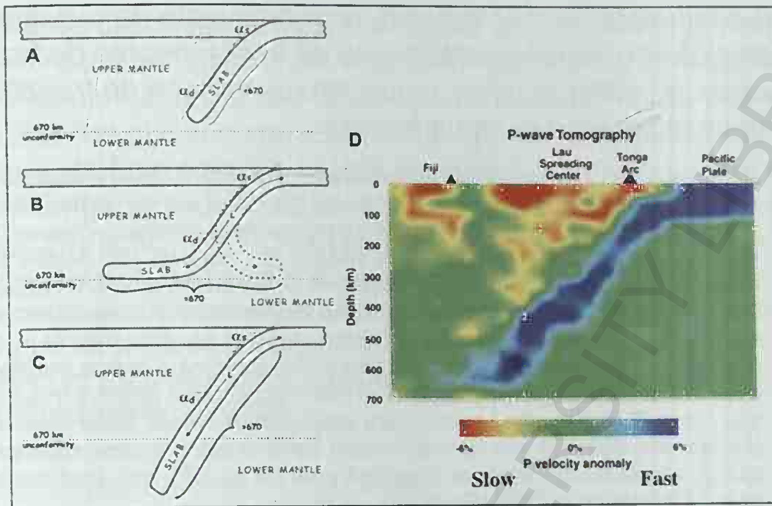


Fig.IV.42. ***Subducția***: (**A**) Tronsoane de placă litosferică coborând în astenosferă la adâncime redusă (sub 670 km); (**B**) Stagnând la nivelul discordanței de la 670 km; (**C**) Depășind adâncimea de 670 km (Lallemand *et al.*, 2005); (**D**) Tomografie seismică a zonei de subducție Tonga, unde placa Pacifică coboară în subducție sub placa Australiană; albastrul indică valori anormal de ridicate ale vitezelor undelor seismice *P*, caracteristice crustei oceanice reci (Zhao *et al.*, 1997).

În cadrul segmentelor superficiale ale planului descendent, la începutul procesului de subducție, seismele sunt cauzate de fricțiunea dintre placa subdusă și litosfera plăcii superioare și deci, hipocentrele lor sunt localizate pe suprafața de contact a acestora. Pe măsura coborârii în astenosfera fierbinte, mecanismul de producere a seismelor se modifică, nemaifiind activă o rezistență mecanică a mantalei, ci mai curând este vorba despre reacții de deshidratare a porțiunii de crustă oceanică subdusă. În egală măsură, se consideră că porțiunile interne ale plăcii, mai reci cu câteva sute de grade față de temperaturile mantelice (Fig.IV.45) păstrează o rigiditate mai ridicată, în timp ce marginile care se încălzesc mai rapid, se deplasează mai ușor, generând astfel seisme ale căror focare sunt situate în interiorul plăcii. S-ar putea explica în acest mod descoperirea în ultimele decade a faptului că în multe zone de subducție de pe glob, focarele cutremurelor de adâncime intermediară sunt dispuse de-a lungul a două aliniamente descendente paralele, situate pe suprafața superioară și respectiv în interiorul plăcii subduse, alcătuind plane Wadati - Benioff duble (Hasegawa *et al.*, 1978; Brudzinski *et al.*, 2007; Reynard *et al.*, 2010). În ceea ce privește seismele adânci, mulți cercetători consideră că acestea

nu mai au un caracter pur tectonic, ci ar fi cauzate de o reajustare mineralogică structurală, reprezentată de transformarea de fază de la structura spinelilor la cea a perovskitului, în zona de tranziție de la mantaua superioară la cea inferioară.

În general, s-a considerat că seismele adânci nu ating efectiv această zonă profundă, însă studiile recente de tomografie seismică au arătat că există tronsoane de placă subdusă care penetrează mantaua inferioară - în acest sens, un argument în plus îl constituie **cutremurul din Insulele *IZU-BONIN* (2015; magnitudinea momentului seismic M_w = 7.9; adâncimea: ~ 670 km)**, care a fost evenimentul seismic cu cel mai adânc hipocentru și cu magnitudinea momentului seismic M_w de peste 7.8 înregistrat vreodată pe glob (Zhao *et al.*, 2017) (Fig.IV.43). Interpretarea datelor de tomografie seismică a indicat poziționarea diferită în adâncime a două panouri ale Plăcii Pacifice care coboară în subducție sub Placa Philippine: unul nordic, care stagnează la nivelul bazei astenosferei (aproximativ 400 km) și unul sudic, care traversează mantaua superioară și ajunge să penetreze mantaua inferioară (mai jos de 670 km), fiind marcat de seismul înregistrat în 2015 (Fig.IV.44).

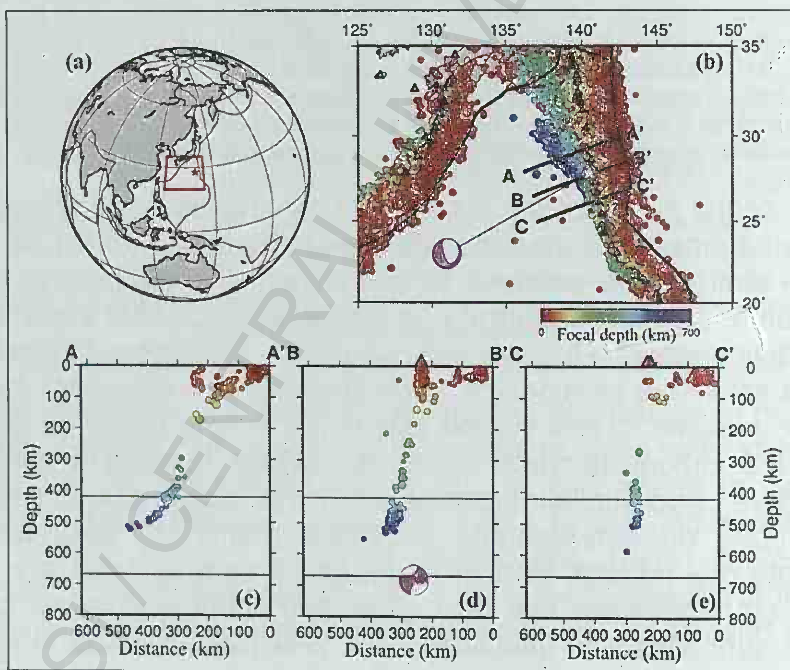


Fig.IV.43. Seismul din zona ***Insulelor IZU - BONIN*** **(2015; M_w = 7.9; adâncime: 670 km)** - seismul cu cel mai adânc hipocentru din lume (Zhao *et al.*, 2017).

- **Centurile orogene** (engl. *orogenic belts* sau *fold mountain belts*) - reprezintă lanțuri muntoase constituite dintr-un ansamblu de structuri tectonice compresionale formate în general la marginea blocurilor continentale, urmărind un aliniament aproximativ paralel

cu zona de subducție. Unitățile orogene au în constituție materiale provenind din compresiunea crustei (în general de tip continental) și de asemenea, materiale sedimentare „răzuite" de pe placa descendentă (de obicei oceanică), iar uneori, se conservă și secvențe ofiolitice, de fund oceanic - toate acestea sunt intens cutate, faliate și șariate, generând structuri orogene bine dezvoltate pe verticală și adânc înrădăcinate în manta (*a se vedea mai jos Orogeneza*).

• **Magmatismul / vulcanismul** (engl. *magmatism / volcanism*) - constituie un ansamblu de fenomene endogene tipice pentru zonele de subducție, în care au loc procese complexe de topire și generare a magmelor, implicate apoi în ascensiunea și erupția vulcanică și, în subsidiar, în acumularea intracrustală plutonică.

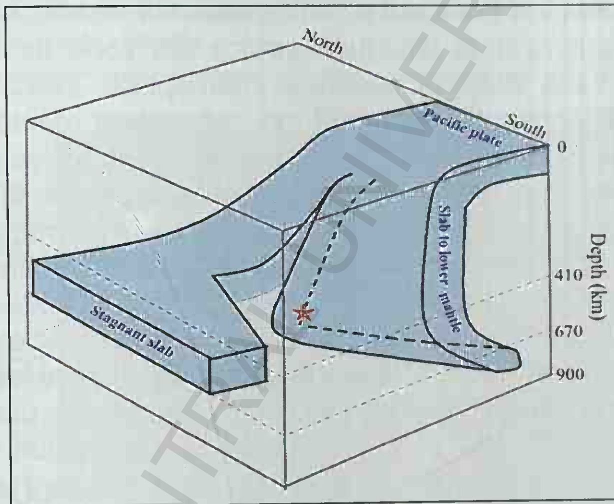


Fig.IV.44. ***Insulele IZU-BONIN***: placa ***Pacifică*** în subducție sub placa ***Philippine*** este divizată în două panouri - cel nordic stagnează la nivelul bazei astenosferei, iar cel sudic penetrează mantaua inferioară și este marcat de seismul înregistrat în 2015 (Zhao *et al.*, 2017).

În cazul subducției de tip continental - oceanic, lanțul vulcanic format se situează pe placa superioară, de tip continental, în cadrul ansamblului centurii orogene edificate, în timp ce subducția de tip intra-oceanic generează vulcanism pe placa oceanică situată deasupra, formând astfel un arc insular; așa-numita subducție de tip continent-continent conduce la topiri masive în baza crustei, care produc acumulări magmatice plutonice, de tipul batolitelor, dar nu generează vulcanism în suprafață.

Generarea magmei în zonele de subducție este considerată parte integrantă a procesului de reciclare a litosferei oceanice și, în

principiu, are loc prin topirea parțială a materialelor telurice situate în adâncime în aceste zone. Proveniența exactă a magmei, însă, suscită dezbateri și controverse în ultimele decade, fiind propuse mai multe tipuri de modele pentru geneza acesteia, încercându-se explicarea condițiilor fizice și chimice care facilitează procesul de topire; dintre aceste modele menționăm: (a) topirea tronsonului de placă subdusă, (b) topirea colțului de manta situat deasupra planului de subducție (engl. *mantle wedge*) și (c) amestecul și topirea materialelor provenite atât de la placa subdusă cât și de la cea superioară.

Inițial, s-a considerat că placa descendentă, supusă fricțiunii, se topește în astenosfera fierbinte imediat ce înaintează în cadrul acesteia, generând în suprafață vulcanismul de subducție. Însă, un model computerizat al structurii termice din zona de subducție, realizat pe baza vitezelor seismice interceptate, indică faptul că tronsonul descendent, inițial mult mai rece decât mantaua înconjurătoare, se încălzește lent, progresiv, atingând temperaturile de topire a crustei oceanice abia la adâncimi ce depășesc 600-700 km (Fig.IV.45) - ceea ce ar implica o ascensiune a magmei de la adâncimi foarte mari și poziționarea vulcanismului aferent la o distanță internă foarte mare față de fosă. De fapt, în toate zonele de subducție de pe glob, s-a observat că linia vulcanilor este situată foarte aproape de fosă, deasupra unei adâncimi de aproximativ 125-150 km a plăcii descendente, corespunzătoare unor temperaturi de doar 200-300°C. Aceasta implică temperaturi mult prea scăzute pentru topirea crustei oceanice, însă suficient de ridicate pentru deshidratarea mineralelor din rocile bazaltice și ascensiunea fluidelor hidratate în colțul de manta supraiacentă și interacțiunea cu aceasta.

În cadrul acestor procese magmatice, de notat este prezența **substanțelor volatile** (H_2O, CO_2, S, halogeni: Cl, Br, I și conținuturi minore de gaze nobile: Ar, Rn *etc.*), ale căror cicluri geochimice intervin în scăderea temperaturii și producerea topiturii silicatice, influențarea ratei cristalizării și a degazeificării, a reologiei magmei și, în final, controlează regimului eruptiv (Zellmer *et al.*, 2014). În particular, ***apa*** reprezintă factorul decisiv în generarea acestor magme, fiind introdusă în astenosferă prin intermediul mineralelor crustale ale plăcii oceanice subduse (mice, amfiboli *etc.*). Prin reacții metamorfice de deshidratare a acestor minerale sub acțiunea progresivă a temperaturii și presiunii, apa și în general, fluidele eliberate urcă și pătrund în mantaua fierbinte din colțul de deasupra planului de subducție. Aici interacționează cu mineralele prezente și, coborând cu câteva sute de grade (°C) punctul de topire (*solidus*) inițiază procesul de topire la un nivel de temperatură mult redus față de cel al topirii anhidre (England & Katz,

2010; Grove *et al.*, 2012). De asemenea, apa modifică proprietățile termodinamice ale topiturilor, favorizând procesele de segregare care conduc la o gamă specifică de compoziții chimice ale rocilor magmatice rezultate în zonele de subducție. Trebuie luate în considerare și aspectele legate de diferențele termodinamice dintre plăcile mai vechi și deci mai reci (tipul Mariane - cca. 170 M.a.), față de cele de vârstă mai recentă și mai calde (tipul Nazca - cca. 50 M.a.), după cum, de asemenea, este importantă și cantitatea de placă deja subdusă, care va coborî substanțial temperatura mantelică în zona de subducție. Cele mai recente modele (Nielsen & Marschall, 2017), bazate pe analize izotopice și de elemente urmă, consideră că magma provine din amestecul inițial al sedimentelor și crustei oceanice alterate hidrotermal (și a fluidelor aferente) - provenind de la placa subdusă, cu materialul mantelic aparținând colțului de manta situat deasupra planului de subducție. Din topirea parțială la presiuni înalte a acestui ansamblu eterogen rezultă compozițiile magmatice cele mai compatibile cu datele analitice obținute din diferite zone de subducție din lume. Ascensiunea și manifestarea în suprafață a acestor magme produce un **vulcanism calco-alcalin**, care prezintă diferențiere, dar al cărui principal produs de erupție este reprezentat de **andezite**.

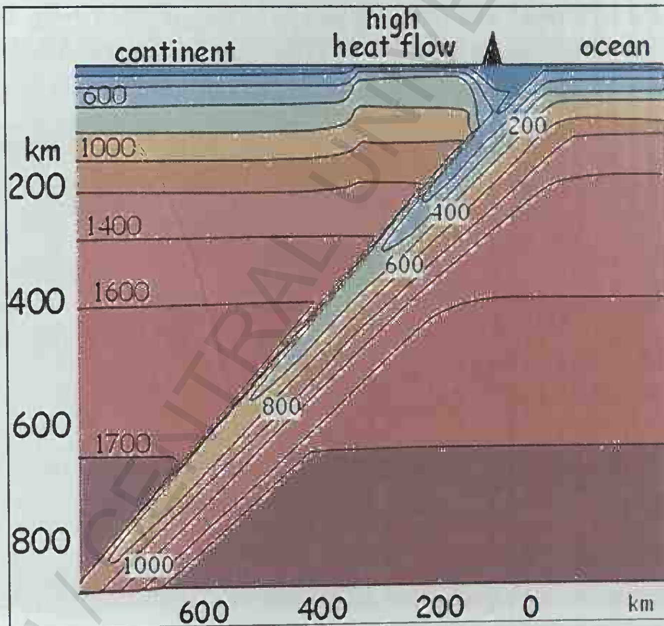


Fig.IV.45. ***Subducția***: model termic realizat pe baza vitezelor seismice Interceptate, indicând încălzirea progresivă a plăcii descendente, față de temperaturile înconjurătoare (https://www.see.leeds.ac.uk/structure/dynamicearth/index.htm).

În cadrul lanțurilor orogene continentale, ca de exemplu Munții Anzi (America de Sud) sau Munții Stâncoși (America de Nord), lavele sunt în general diferențiate, de la andezite la riolite, indicând un aport continental semnificativ. Prin comparație, în cazul arcurilor

insulare, lavele sunt puțin diferențiate (bazalte, andezite bazaltice), iar analizele lor izotopice indică lipsa contribuției continentale. În cazul subducției continentale, magma formată poate topi masiv crusta continentală, generând un material silicic care se separă și se acumulează sub forma unor corpuri de granitoide de mari dimensiuni, adânc înrădăcinate sub centurile orogene, numite **batolite** (gr. *bathos* = adânc + *lithos* = piatră → corp de rocă din adâncime; engl. *batholith*). De exemplu, partea central-sudică a Munților Anzi (Peru, Chile) este jalonată în special de-a lungul cordilierei vestice de o serie de batolite granitoidice masive, unele formate din sute de corpuri individualizate mai mici, numite plutoni.

Aliniamentele de subducție de pe glob însumează peste 55.000 km și sunt jalonate de vulcanii cei mai periculoși din lume (Fig.IV. 39), cu erupții puternic explozive, în majoritate localizați în ***Cercul de foc al Pacificului*** (de unde și denumirea) (Fig.IV.46), dar și de-a lungul ***Centurii Neotethysiene***, ***Arcului Antilelor Mici***, ***Arcului South Sandwich***.



Fig.IV.46. Vulcanism în *Cercul de Foc al Pacificului*: (**A**) ***Sakurajima*** (Japonia - 1117 m) - 2017; (**B**) ***Colima*** (Mexic - 3850 m) - 2015 (https://volcano.si.edu/search_volcano.cfm).

• **Fluxul termic** (engl. *heat flow*) - prezintă anomalii specifice în zona de subducție: o anomalie negativă în zona fosei oceanice, unde litosfera rece coboară în astenosferă și una pozitivă în zona arcului vulcanic sau a centurii orogene, în care este intrusă magma în ascensiune.

***

O analiză detaliată a zonelor de subducție intra-oceanice relevă prezența unei morfologii mai complexe, incluzând, de la exterior spre interior: o zonă de *pre-arc* și una de *retro-arc*, separate de arcul vulcanic propriu-zis (Fig.IV.47).

▪ **Zona de pre-arc** (engl. *forearc zone*) reprezintă secțiunea externă a zonei de subducție și se extinde de la fosa oceanică până la arcul vulcanic, cuprinzând un bazin de pre-arc, care este separat de fosa oceanică fie de o margine având o *prismă de acreție*, fie de o *margine de eroziune*.

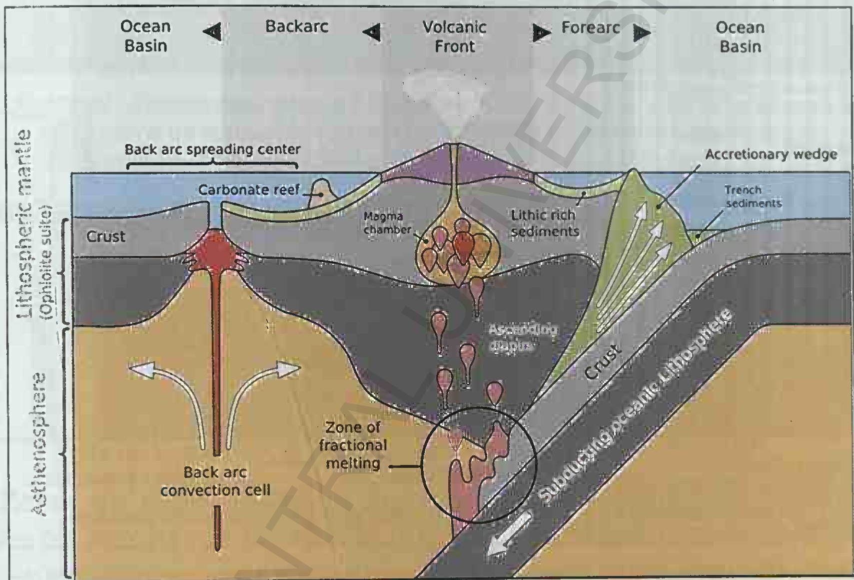


Fig.IV.47. ***Subducția***: cazul subducției intra-oceanice (de tip Mariane), marcată de prezența zonei de ***pre-arc*** (engl. *forearc*) și de ***back-arc*** (www.thoughtco.com).

> ***Bazinul de pre-arc*** (engl. *forearc basin*) este un bazin în care sunt acumulate materiale sedimentare nedeformate, care provin atât din eroziunea lanțului vulcanic adiacent, cât și din cea a fundamentului magmatic / metamorfic. Prisma de acreție (engl. *accretionary prism* sau *accretionary wedge*) (Fig.IV.48) - reprezintă un complex de acumulare constituit din materiale eterogene, de tip *mélange* (= amestec, fr.) puternic deformate și imbricate, care au ca sursă partea sedimentară și uneori cea crustală (ofiolite) a plăcii oceanice descendente, precum și materiale provenind de pe placa de tip continental. Marginile de acreție tectonică se dezvoltă cu precădere atunci când depozitele sedimentare ale plăcii oceanice au o grosime importantă (peste 400-1.000 m) și, neputând fi antrenate integral în subducție din rațiuni mecanice, sunt răzuite de pe placa descendentă și transferate plăcii superioare, inițiind formarea prismei de acreție (Dahlen, 1990; von Huene & Scholl, 1991; Le Pichon *et al.*, 1993).

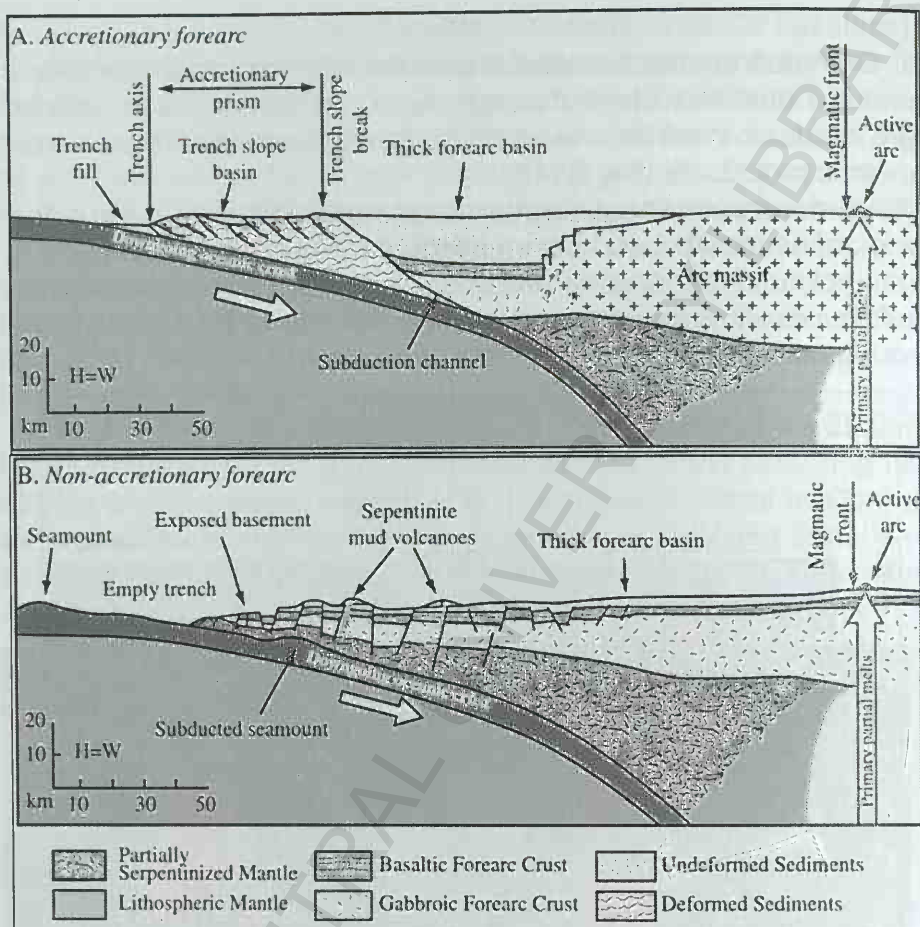


Fig.IV.48. ***Subducția***: (A) Margini de ***acreție tectonică*** (cu dezvoltarea prismei de acreție); (B) Margini de ***eroziune tectonică*** (cu subasmentul expus) (Stern, 2002).

Acumularea sedimentară deosebită are loc în special atunci când zona oceanică este alimentată puternic cu materiale fluviale provenite dintr-o zonă costieră adiacentă, iar acestea pot să umple treptat fosa oceanică; de asemenea, viteza de convergență este redusă (Clift & Vannuchi, 2004). Este cazul zonei de subducție din Marea Caraibilor, unde planșeul oceanic atlantic, format din placa Nord-Americană și placa Sud-Americană (cu limite difuze între ele) coboară în subducție spre vest, sub placa Caraibelor, iar aliniamentul de subducție este jalonat de arcul vulcanic al ***Antilelor Mici*** (de la N→S): *Saba* (Olanda), *St. Kitts & Nevis*, *Montserrat* (U.K), *Guadeloupe* (Franța), *Dominica*, *Martinique* (Franța), *St. Lucia*, *St. Vincent* (Franța), *Grenada*. În estul acestui arc de insule vulcanice, prisma de acreție *Barbados* este substanțial dezvoltată pe baza aportului sedimentar generat de debușeul fluviului Orinocco, din America de Sud (Fig.IV.49). Se explică astfel faptul că, spre deosebire de toate celelalte insule ale arcului antilez, care sunt de origine vulcanică (reprezentând manifestarea în suprafață a vulcanismului de subducție), Insula Barbados are o constituție non-vulcanică (de

tip *mélange*), reprezentând partea emersă a unei prisme de acreție bine dezvoltate, care a umplut fosa oceanică. Alte zone de subducție cu margini de acreție tectonică sunt: ***Aleutine, Kamchatka, Japonia de sud (Nankai), Sunda, Chile de sud, Creta, Cascadia (Juan de Fuca)*** (Fig.IV.50).

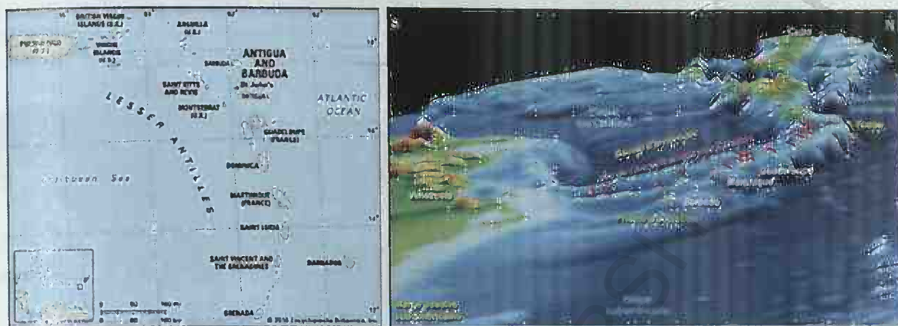


Fig.IV.49. ***Antilele Mici*** (Marea Caraibelor): Insula Barbados este zona emersă a unei prisme de acreție bine dezvoltate, situată la est de arcul vulcanic antilez (http://www.jpb-imagine.com/Sharjah/0t/0t5conv/doc0t5/0t5BarbadPrism.html).

Marginile de eroziune tectonică (engl. *erosion margins*) - se formează în mod tipic în zonele de subducție cu aport sedimentar redus, mai îndepărtate de continent. Din această cauză, bazinul pre-arc este puțin dezvoltat, iar absența prismei de acreție face ca fundamentul magmatic al zonei de subducție să fie parțial expus, furnizând astfel informații asupra stadiilor timpurii ale procesului de subducție, ofiolitelor, naturii fluidelor eliberate din zonele subiacente *etc.* (Stern, 2002). Zonele de subducție cu margini de eroziune tectonică (sau non-acreționare) sunt: ***Kurile, Japonia, Izu-Bonin, Mariane, Ryukyu, Philippine, New Hebrides, Tonga-Kermadec, South Sandwich, Peru-Chile de nord, Middle America*** (Mexic, Guatemala, El Salvador, Nicaragua, Costa Rica) (Fig.IV.50).

▪ **Zona de retro-arc** (engl. *back-arc zone*) - reprezintă secțiunea internă a zonei de subducție (Fig.IV.47), extinsă în spatele arcului vulcanic și care conține un bazin *back-arc* activ, cu expansiune oceanică; mai poate fi prezent un arc vulcanic vechi, inactiv, care separă bazinul activ de un bazin marginal inactiv.

Bazinul back-arc este un bazin dezvoltat pe o zonă de expansiune oceanică, unde se formează crustă de tip oceanic, în mod similar cu fenomenul de generare din lungul dorsalelor oceanice. Mecanismul de deschidere a acestor bazine de expansiune, care apar în mod surprinzător într-un context compresiv, este în curs de cercetare, unele modele recente indicând o combinație între aspecte cinematice de suprafață, proprietățile fizico-chimice ale plăcii subduse și dinamica colțului de manta de deasupra planului de subducție (Sdrolias & Müller, 2006). În prezent, bazine *back-arc* cu expansiune activă sunt: bazinul ***Mariana Trough*** (din spatele arcului *Marianelor*), bazinul ***North Fiji*** (în spatele arcului *New Hebrides*), bazinul ***Lau - Havre*** (în spatele arcului *Tonga - Kermadec*), bazinul ***East Scotia Sea*** (în zona *South Sandwich*), iar bazine inactive: ***Shikoku - Parece Vela*** (din spatele arcului *Izu-Bonin*).
Ca și în cazul dorsalelor oceanice, expansiunea în bazinele *back-arc* poate fi mai lentă (4 cm/an în *Mariana Trough*) sau mai rapidă (16 cm/an în nordul bazinului

Lau). În mod similar, sunt prezente și câmpuri de activitate hidrotermală, însă compoziția fluidelor, depozitele și chiar ecosistemele caracteristice sunt diferite de cele ale dorsalelor medio-oceanice. Datele geochimice arată că lavele bazaltice emise în zonele de *back-arc* au caracteristici intermediare între cele de rift oceanic (*MORB*) și cele de arc insular (*OIB*) (Taylor & Martinez, 2003).

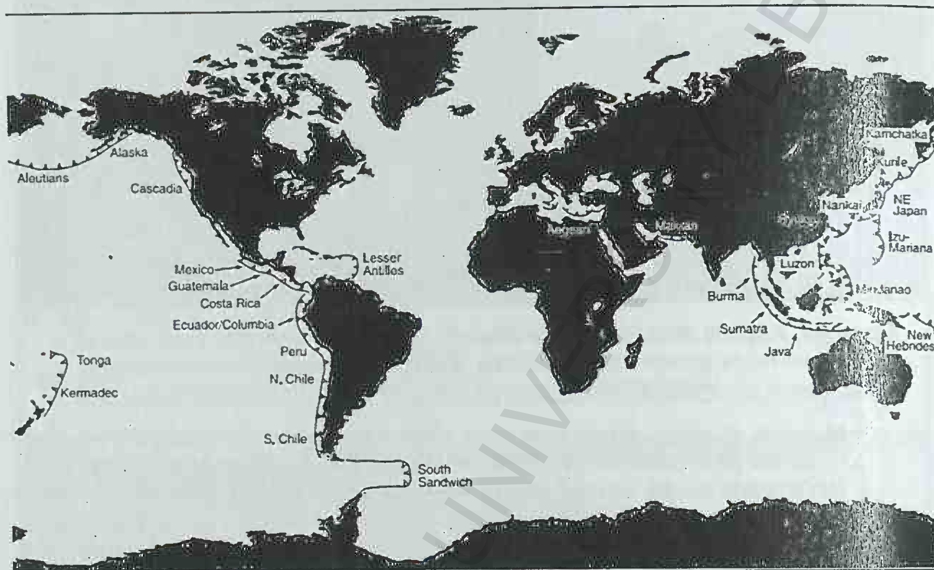


Fig.IV.50. ***Subducția***: zone cu ***margini de acreție tectonică*** (linie cu dinți negri) și cu ***margini de eroziune tectonică*** (linie cu dinți albi) (Clift & Vannuchi, 2004).

IV.2.2.2. OROGENEZA

După cum s-a putut constata deja, procesele compresive sunt caracterizate de o complexitate deosebită, conducând la geneza unor structuri geologice și geomorfologice majore ale crustei terestre. În acest context, **orogeneza** (origine: gr. *oros* = munte + *genesis* = geneză → formarea munților; engl. *orogeny* sau *orogenesis*) constituie un ansamblu complex de fenomene tectonice desfășurate în regim compresiv, care conduc la formarea unei catene orogene, sau lanț muntos (engl. *orogenic belt*). Într-un sens mai larg, pe lângă fenomenele tectonice propriu-zise, constând esențialmente în procese de scurtare a crustei terestre implicate, în cadrul orogenezei se manifestă și o serie întreagă de fenomene asociate: sedimentare, subsidență, metamorfism, anatexie (= topire), magmatism / vulcanism, eroziune *etc.* - contribuind toate la edificarea lanțului orogen și structurarea sa specifică.

Orogenele propriu-zise, dezvoltate în general pe marginile convergente ale plăcilor tectonice în regim de subducție de tip conti-

nental-oceanic sau continent-continent, prezintă o structură extrem de complexă, puternic tectonizată și caracterizată de producerea încălecărilor, fracturărilor, falierilor și cutărilor, dar în special a pânzelor tectonice (de acoperire și de șariaj).

Moștenită de la *Teoria geosinclinală*, precursoarea *Teoriei tectonicii globale*, se păstrează o terminologie tectonică cuprinzând termenii: internide, externide, forland, hinterland.
Internidele reprezintă unitățile tectonice dezvoltate în zona internă a catenelor orogene, caracterizate de prezența șariajelor importante și a ofiolitelor, în timp ce ***externidele*** corespund zonelor marginale, care bordează orogenul.
Zona de forland (origine: germ. *Vorland* = teren din față; engl. *foreland*) reprezintă o arie stabilă la marginea unei centuri orogene, situată "în fața" orogenului, adică într-o zonă de craton dezvoltată pe o crustă de tip continental. Direcția principală a mișcărilor tectonice din cadrul orogenului, este spre forland, către care sunt deversate structurile cutate și orientate pânzele de șariaj.
Zona de hinterland (origine: germ. *Hinterland* = teren din spate; engl. *hinterland*) reprezintă, în mod similar, blocul tectonic situat "în spatele" orogenului, în zona unităților interne ale acestuia.
Trebuie subliniat faptul că orogenele nu corespund niciodată unor zone de scurtare a crustei realizată de o manieră simplă și rectilinie, vizibil marcată în teren. De fapt, confruntarea a două plăci litosferice produce fracturarea și fragmentarea marginilor în zona de contact, generând o serie de microplăci, care pot avea raporturi geodinamice locale foarte diferite de alura generală a regiunii. De exemplu, în cazul contactului compresiv al plăcilor Eurasiatică și Africano-Arabă, nu s-a generat o simplă catenă orogenă și o linie continuă de sutură, ci s-au edificat numeroase lanțuri orogene în Europa, Africa și Asia (între care și catena alpino-carpatică), într-un context geodinamic regional creat de apariția unei multitudini de microplăci tectonice rezultate în urma coliziunii continentale (Fig.IV.51).

Pe măsura avansării proceselor compresive, unitățile orogene devin din ce în ce mai complicate tectonic și cu altitudine tot mai mare, dar în același timp sunt atacate de factorii de eroziune (apă, aer, procese biotice). Materialele erodate sunt transportate și acumulate în bazinele adiacente catenei orogene, constituind depozite de fliș și de molasă, care sunt încorporate zonei de orogen.

Flișul (origine: germ. *Flysch*; engl. *flysch*) - termen introdus de geologul elvețian **Bernhard Studer** (1794-1887) - reprezintă un tectono-facies sedimentar sin-orogenic, acumulat în bazine marine adânci, în curs de închidere, dezvoltate în general pe o crustă de tip oceanic (sau continental). Depozitele de fliș sunt constituite din secvențe litologice ritmice, de o mare diversitate: gresii, argile, siltite, calcare, marne, conglomerate, având structură, granoclasare și stratificație variabilă (Fig.IV.52.A).

La exteriorul sistemului orogenic, între catena orogenă edificată și zona cratonică adiacentă se interpune o zonă depresionară mar-

ginală, numită **avanfosă** (engl. *foredeep*), în care se acumulează depozite de molasă, imature și neconsolidate.

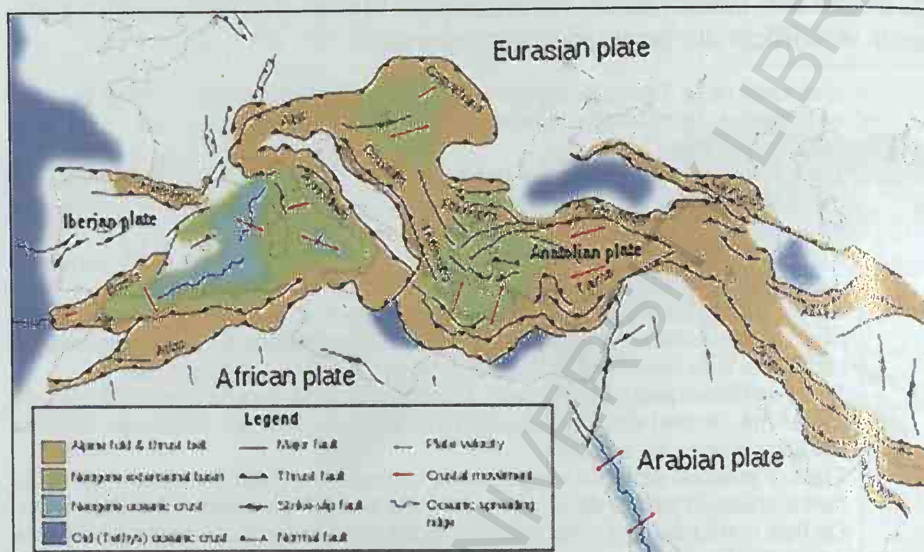


Fig.IV.51. Catenele orogene alpine europene, africane și asiatice generate de contactul compresiv dintre plăcile Africană și Euroasiatică (www.google.com).



Fig.IV.52. (**A**) ***Fliș*** (Pays Basque, Franța); (**B**) Depozit de ***molasă*** (Alpi, Elveția) (https://www.see.leeds.ac.uk/structure/alps/map/molasse.htm).

Molasa (origine: lat. *mollis* = moale, neconsolidat; engl. *molasse*) reprezintă un ansamblu de depozite sedimentare detritice, acumulate în regim post-tectonic, în bazine marginale puțin adânci, frecvent de natură salmastră sau lagunară. Aceste depozite sunt constituite dintr-un material grosier, de tipul gresiilor și conglomeratelor, cu granoclasare slabă, asociat cu material pelitic (Fig.IV.52.B) și uneori, depozite evaporitice (sare, gips) și cărbuni. La finalul fazei

tectogenetice, bazinele molasice sunt integrate structurilor orogene, constituind bordura externă a acestora.

La noi în țară, Carpații Orientali reprezintă un exemplu de complexitate tectonică, având în constituție o serie de structuri edificate pe parcursul mai multor etape de tectogeneză ale ciclului geotectonic *Alpin*, începând cu faza *Austrică* (Albian) și încheind cu cea *Valahă* (Pliocen), derulate în cca. 100 M.a. În principiu, aceste structuri sunt reprezentate de un eșafodaj complex de unități tectonice și pânze de șariaj, care în acord cu Teoria tectonicii globale, au fost denumite *dacide* (= unități edificate în tectogenezele cretacice) și *moldavide* (= unități edificate în tectogenezele neozoice) (Săndulescu, 1984) (Fig.IV.53). Partea centrală a Carpaților Orientali, reprezentată de Zona Central-Est Carpatică (= cristalino-mezozoică), constituie ***dacidele mediane***, iar la estul acestora se găsesc depozite masive de fliș, extinse pe mari suprafețe și cu grosimi de mii de metri, reprezentând aproximativ 80% din aria acestui tronson carpatic. În cadrul flișului cretacic și paleogen, au fost identificate o serie de pânze de șariaj cu vergență estică (șariate către est), reprezentate de la vest → est de Pânzele de Ceahlău, Teleajen, Audia, Tarcău și Vrancea. În continuare spre est, în poziție marginală există o zonă de molasă foarte bine dezvoltată (Pânza Subcarpatică), reprezentând bordura estică a orogenului și conținând depozite de săruri evaporitice și de cărbuni. Dintre aceste unități tectonice, Pânza de Ceahlău reprezintă ***dacidele externe***, iar celelalte pânze de fliș și de molassă constituie ***moldavidele***.

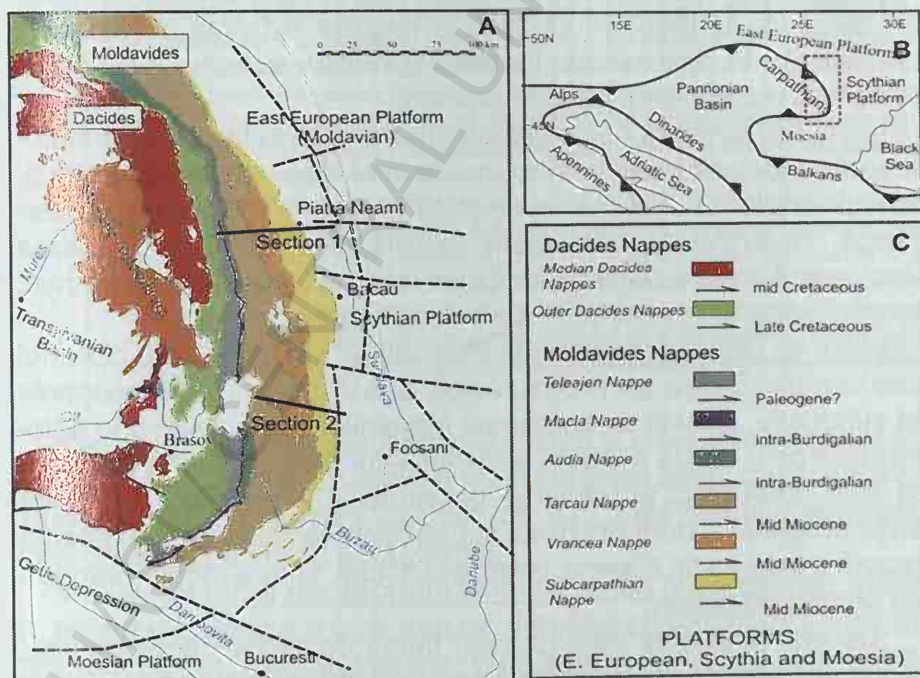


Fig.IV.53. Harta geotectonică a *Carpaților Orientali* cuprinzând (W→E): arcul vulcanic neogen, ***Dacidele mediane*** (Zona Central-Est Carpatică), ***Dacidele externe*** (Pânza flișului de Ceahlău), ***Moldavidele*** (Pânzele flișului de Teleajen, Audia, Tarcău și Vrancea și Pânza molasei subcarpatice) (Roban *et al.*, 2015 - PN-II-RU-TE-2014-4-2064).

Cercetând etapele proceselor de orogeneză, Tuzo Wilson (1966) a realizat un model tectonic evolutiv, completat ulterior de către Reading (1978), care prezintă caracterele tectonice și istoria proceselor de sedimentare din cadrul formării unui orogen, integrându-le într-un ciclu care cuprinde: deschiderea unui bazin oceanic (*rifting*), generarea de crustă oceanică și închiderea bazinului, prin subducție și coliziune. Cunoscut sub denumirea de ***Ciclu Wilson / Wilson - Reading***, acesta cuprinde, următoarele stadii:

▪ Stadiul de deschidere (= embrionar) - este stadiul de inițiere a procesului de *rifting* continental, în care crusta continentală suportă o fracturare intensă, conducând la deschiderea unui rift continental (exemplu actual: Riftul Est-African);
▪ Stadiul tânăr - este stadiul următor, în care, procesele de fracturare ale crustei avansează, marginile riftului se îndepărtează și în axul invadat de apele marine, încep să urce lave bazice, formând crustă oceanică (exemplu actual: Marea Roșie);
▪ Stadiul matur - este stadiul oceanic, în care, expansiunea continuă din zona riftului median conduce la lărgirea extremă a bazinului, care ajunge la dimensiuni planetare (exemplu actual: Oceanul Atlantic - cu margini continentale pasive);
▪ Stadiul de închidere - este stadiul în care, activitatea riftului medio-oceanic încetează, iar bazinul nu se mai lărgește, ci dimpotrivă, sensul forțelor telurice se inversează și acesta începe să se restrângă, devenind o mare relativ îngustă (exemplu actual: Marea Mediterană, care reprezintă astăzi un relict al Oceanului Neotethys, care în Neozoic a început să se închidă treptat);
▪ Stadiul de sutură (= cicatrice) - este ultimul stadiu, în care oceanul este complet închis, prin consumarea crustei oceanice în procesele de subducție, urmate de coliziunea marginilor sale active; prin aglomerarea pe o crustă scurtată a materialelor litosferice provenind de pe cele două plăci și refularea pe verticală a acestora, se ridică lanțul orogenic și doar prezența suturii ofiolitice mai indică existența trecută a unui bazin oceanic (exemplu actual: sutura Indus-Tsangpo din Munții Himalaya).

De remarcat este faptul că din punct de vedere al tensiunilor exercitate asupra crustei pe parcursul derulării acestor stadii, se separă două etape principale de evoluție tectonică:
a) **etapa de distensiune** - care induce deschiderea și lărgirea bazinului oceanic - căreia îi corespund primele trei stadii;

b) **etapa de compresiune** - care determină închiderea bazinului și cutarea, fracturarea și șariajul unităților tectonice - acesteia îi corespund ultimele două stadii.

În ultimele decade, acestor concepte ale ciclului inițial postulat de către Wilson (1966) și amendat de către Reading (1978) și Dietz (1972) li s-au adus completări și modificări în vederea obținerii unui model care să poată fi aplicat global și care, în afara secvențelor tectonice majore, să integreze și date asupra ciclului tectonic al rocilor care sunt generate în decursul acestora.

Un astfel de model (Whitmeyer *et al.*, 2007), prezentat în continuare (Fig.IV.54), realizat de către Fichter (1999a, 1999b) și Fichter & Pyle (2007) în scop euristic / educațional, cuprinde nouă stadii (A - I) și încorporează atât evenimentele tectonice majore, cât și informații asupra mediilor de sedimentare instalate, faciesurilor metamorfice atinse și naturii rocilor magmatice generate.
Modelul începe cu un supercontinent ipotetic (Stadiul A) și se încheie cu un altul nou-creat (Stadiul I), derulând între aceste stadii secvențe care ilustrează procese de *rifting*, formare a ofiolitelor, geneză a arcurilor insulare, coliziunea arc-continent, formarea cordilierelor și coliziunea de tip continent-continent.
Procesele de eroziune determinate de condițiile climatice, urmate de transportul și acumularea sedimentelor în zone de graben și de margine continentală pasivă și continuate apoi cu litificarea acestora ca roci sedimentare sunt prezentate în cadrul stadiilor extensionale (Stadiile B - D). Metamorfismul rocilor existente este detaliat în cadrul compresiv (Stadiile E - G), iar generarea rocilor magmatice este ilustrată pe parcursul mai multor stadii, atât în cazul topirii induse de decompresie, în contextul rifturilor medio-oceanice (Stadiile B - D), cât și in cel al topirii produse de deshidratarea mantalei plăcilor subduse (Stadiile E - G).
În esență, acest model prezintă și un aspect evolutiv fundamental al crustei terestre, prin faptul că supercontinentul final (Stadiul I) este semnificativ mai extins decât cel primordial (Stadiul A), datorită acreției arcului nou-format și a cordilierei edificate, ambele conținând un volum de noi roci magmatice intermediare și acide. În acest mod, este reflectată concepția actuală asupra acreției continentale care are loc cu fiecare episod de subducție, conducând astfel în timp (geologic) la mărirea progresivă a blocurilor continentale (Whitmeyer & Karlstrom, 2007).

După cum se observă din acest model și s-a exemplificat anterior și pentru Carpații Orientali, trebuie subliniat faptul că orogeneza cuprinde mai multe stadii derulate pe parcursul timpului geologic, care constituie un ciclu geotectonic.

Astfel, un **ciclu geotectonic**, constituie un ansamblu de etape de evoluție tectonică a unei regiuni, derulate pe parcursul a zeci de milioane de ani, care se numesc **faze tectogenetice** și care reprezintă reprize distincte de activitate compresională separate de perioade de calm tectonic. Fazele tectogenetice sunt caracterizate de formarea cutelor și pânzelor de șariaj, producerea fenomenelor de granitizare, metamorfism *etc.*

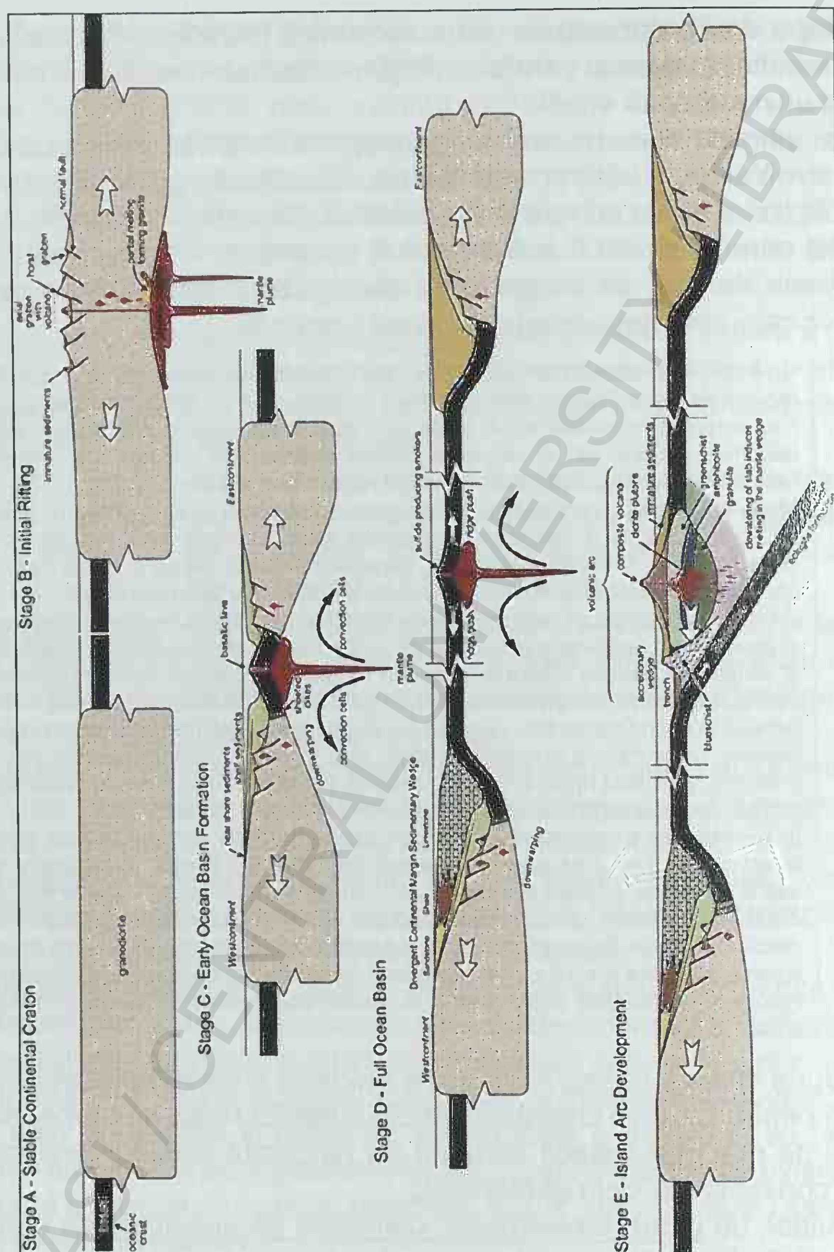


Fig.IV.54. *Ciclul Wilson* generalizat - stadiile de evoluție a unui bazin oceanic: ***Stadiul A*** - Craton continental stabil (ca punct de pornire); ***Stadiul B*** - Inițierea fazei de *rifting* continental prin apariția panașului vulcanic mantelic; ***Stadiul C*** - Formarea bazinului oceanic timpuriu; ***Stadiul D*** - Formarea bazinului oceanic matur, cu margini continentale divergente; ***Stadiul E*** - Formarea arcului insular ca urmare a inițierii subducției de tip intra-oceanic (*se continuă mai jos*);

Fig.IV.54. (continuare) *Ciclul Wilson* generalizat - stadiile de evoluție a unui bazin oceanic: ***Stadiul F*** - Coliziunea arc-continent, ca prim eveniment colizional cu scurtare a crustei oceanice; ***Stadiul G*** - Edificarea orogenului de tip cordilieră, dezvoltat deasupra zonei de subducție de tip continental-oceanic; ***Stadiul H*** - Coliziunea de tip continent-continent, cu închiderea totală a bazinului oceanic; ***Stadiul I*** - Peneplenizarea continentală, prin eroziunea unităților orogene și formarea unui craton stabil (Whitmeyer *et al.*, 2007 - după Fichter, 1999a și Fichter & Pyle, 2007).

În raport cu faza de cutare principală, numită și fază de paroxism tectonic, se pot distinge etape de cutare anterioară și posterioară, cunoscute ca faze pre-paroxismale și respectiv, post-paroxismale. Fazele tectogenetice importante sunt în general denumite după zonele orogene unde au fost puse în evidență și prezintă caractere bine definite.

Pentru intervalul Phanerozoicului (ultimele aproximativ 542 M.a.), la scara globului a fost pusă în evidență existența ciclurilor geotectonice ***Caledonian*** (Cambrian - Devonian Inferior), ***Varistic*** sau ***Hercinic*** (Devonian Superior - Permian) și ***Alpin*** (Triasic - Actual) (*a se vedea Scara cronostratigrafică, Cap.VI*).

De exemplu, pentru ciclul ***Alpin*** derulat în zona europeană / eurasiatică, s-au pus în evidență următoarele faze tectogenetice (majoritatea denumite de către geologul german **Hans Stille** (1876-1966) (*a se vedea și Cap.VI: Mezozoicul și Neozoicul*):
- **Faza *Cimmeriană*** sau ***Eocimmeriană* (Stille, 1910)** (*engl. Cimmerian*) - zona tip este Crimeea (Rusia) și Dobrogea de Nord (denumirea de la *cimmerieni*, popor scitic); manifestată la sfârșitul Triasicului;
- **Faza *Neocimmeriană* (Stille, 1924)** (engl. *Neocimmerian*) - limita Jurasic / Cretacic;
- **Faza *Austrică* (Stille, 1924)** (engl. *Austrian*) - zona tip este situată în Munții Alpi (Austria); sfârșitul Cretacicului Inferior (Albian);
- **Faza *Laramică* (Dana, 1896)** (engl. *Laramide*) - zona tip este situată în Munții Laramie din estul Munților Stâncoși (engl. *Rocky Mountains*), Wyoming (S.U.A.); limita Cretacic / Paleogen;
- **Faza *Pyreneană* (Stille, 1924)** (engl. *Pyrenean*) - zona tip este situată în Munții Pirinei (fr. *Pyrénées*) (Franța); Eocen Mediu;
- **Faza *Savică sau Savă* (Stille, 1924)** (engl. *Savic*) - zona tip este situată în regiunea râului Save, Haute-Garonne (Franța); limita Oligocen / Miocen;
- **Faza *Styrică* (Stille, 1924)** (engl. *Styrian*) - zona tip este Styria, provincie din Alpii Orientali (Austria); intra-Miocen (Burdigalian / Badenian);
- **Faza *Attică* (Stille, 1924)** (engl. *Attic*) - zona tip este Attica (Grecia); limita Miocen / Pliocen;
- **Faza *Rhodaniană* (Stille, 1924)** (engl. *Rhodanian*) - zona tip este situată în regiunea fluviului Rhône (Elveția / Franța), denumit în limba italiană *Rodano*; Pliocen;
- **Faza *Valahă*** (engl. *Wallachian*) - zona tip este Vrancea; limita Pliocen / Pleistocen.

IV.2.3. Plăci litosferice în regim de alunecare paralelă

În afara regimului distensiv (margini constructive) și compresiv (margini distructive), marginile plăcilor litosferice se pot afla în contact și într-o a treia situație tectonică, în care nici nu se generează și nici nu se distruge crustă, ci plăcile se deplasează lateral una pe lângă cealaltă. Aliniamentul de-a lungul căruia se produce acestă mișcare tectonică este marcat de traseul unei ***falii de decroșare***

(engl. *strike-slip fault*), care poate fi dextră sau senestră (după cum compartimentul opus observatorului se deplasează în teren către dreapta sau respectiv, către stânga acestuia). Acest *setting* geologic al marginilor litosferice în regim de culisare nu generează vulcanism, în schimb produce seisme care pot ajunge la valori de magnitudine foarte ridicate.

• În prezent, cel mai cunoscut și mai studiat exemplu îl constituie **Zona Faliei San Andreas (California, S.U.A.)**, aliniament care separă aproximativ pe direcția nord-sud placa Pacifică (la vest) de placa Nord-Americană (la est), ambele aflate în mișcare către vest nord-vest, cu o viteză relativă de 5 cm/an; deplasarea mai rapidă a primei plăci determină raportul tectonic de alunecare paralelă și caracterul dextru al faliei. Zona Faliei San Andreas se extinde pe aproximativ 1.300 km lungime având, în afara liniei principale de fractură, numeroase ramificații, precum și o serie de falii paralele care afectează seismic zona coastei californiene (Fig.IV.55).

Principala linie de fractură este ***Falia San Andreas*** (engl. *San Andreas Fault*), identificată și denumită în 1895 de către geologul scoțian **Andrew C. Lawson** (1861-1952) și cartată pentru prima dată pe toată lungimea sa de către acesta în urma seismului din San Francisco, din anul 1906 (M_w = 7.7) (Wallace, 1990; Gizzi, 2015). La această dată, geofizicianul american **Harry F. Reid** (1859-1944) a stabilit tot pentru prima dată legătura dintre cutremurul de pământ și mișcările tectonice asociate Faliei San Andreas, elaborând teoria destinderii elastice (engl. *elastic rebound*), care stă la baza explicării fenomenelor seismice.

Falia San Andreas este o falie de decroșare cu caracter dextru, care pune în evidență deplasarea către nord-vest a plăcii Pacifice, față de placa Nord-Americană și constituie un adevărat laborator natural în care se poate studia în domeniul subaerian deplasarea marginilor litosferice aflate în regim de culisare.

Falia se extinde din nord, de la punctul de triplă joncțiune *Mendocino*, unde se racordează prin intermediul faliei transformante *Mendocino* cu linia dorsalelor medio-oceanice *Gorda, Juan de Fuca* și *Explorer* și ajunge în sud, în zona Golfului California (cunoscut și ca Marea Cortez), unde se conectează cu dorsala Pacificului de Est - reprezentând de fapt, o falie transformantă a acesteia.

Falia San Andreas prezintă sectoare cu comportament seismic diferențiat: (a) unele sectoare sunt active tectonic în mod continuu, manifestând mișcări discrete de deplasare constantă pe termen lung (engl. *fault creep*) - care pot fi aseismice, sau produc relativ frecvent cutremure de magnitudine redusă, prin inducerea unei destinderi elastice progresive în zonele respective; (b) alte sectoare ale faliei sunt blocate, acumulând energie elastică de-a lungul zecilor de ani, care apoi este eliberată brusc, declanșând cutremure de magnitudine ridicată.

Astfel, sectorul nordic al faliei, extins pe cca. 300 km între *Cape Mendocino* și *Redwood City* (aproximativ între 40°-38° lat. N) este un sector blocat, care a generat ocazional cutremure distrugătoare, precum cel din 1906 din San Francisco (M_w = 7.7), care a produs decalaje orizontale de cca. 4 m de-a lungul aliniamentului său, sau cel din 1989 de la Loma Prieta (M_w = 6.9).

Sectorul central, extins de la *Redwood City* până la localitatea *Cholame* (aproximativ între 38°-36° lat. N) este un sector liber, ușor activ seismic și care produce în mod regulat cutremure de magnitudine redusă.
Sectorul sudic întins pe cca. 350 km între *Cholame* și *San Bernardino* (aproximativ 36°-34° lat. N) este blocat și a produs cutremurul puternic din 1857, din zona Parkfield / Fort Tejon (M_w = 7.9), care a afectat tot sudul Californiei.
La sud de *San Bernardino*, falia San Andreas se ramifică într-o serie de falii care produc în mod constant seisme de magnitudine medie și mică, fiind un sector liber (Turcotte & Schubert, 2007).
Practic, cele două sectoare blocate ale Faliei San Andreas sunt zonele cele mai probabile de generare în viitor a unor cutremure de magnitudine ridicată, iar situarea marilor aglomerări urbane *San Francisco* în sectorul nordic și *Los Angeles* în cel sudic, nu constituie decât circumstanțe agravante ale producerii evenimentelor seismice.



Fig.IV.55. *Falia San Andreas* (California, S.U.A.): (**A**) Hartă de ansamblu: ***sectoarele blocate (SB)*** acumulează energie elastică, eliberată brusc în cadrul unor seisme de magnitudine ridicată; ***sectoarele libere (SL)*** sunt active în mod continuu, având mișcări discrete de deplasare pe termen lung; (**B**) Imagine aeriană a faliei (www.usgs.gov).

Cercetările și modelele tectonice realizate începând cu anii '70 asupra zonei Pacificului de est și a coastei vestice a Americii de Nord (Menard, 1978; Lonsdale, 1991; Stock & Lee, 1994; Furlong & Schwartz, 2004 *etc.*) atribuie caracteristicile tectonice și seismice actuale ale acestora, existenței trecute a unei plăci oceanice de mari dimensiuni, interpusă între placa Pacifică și placa Nord-Americană și anume, placa ***Farallon*** (Fig.IV.56) (*a se vedea și evoluția acesteia din Jurasic - actual, în Cap.VI*). Înaintând progresiv către est, aceasta a intrat în subducție sub marginea continentală nord-americană, antrenând inclusiv zonele de dorsală care o

separau de marginea pacifică. Acest tip de coliziune oblică a produs fracturarea plăcii *Farallon*, generând mai multe fragmente, dintre care astăzi au rămas ca relicte, microplaca *Juan de Fuca* și extensiile sale *Explorer* și *Gorda* - aflate toate în subducție in zona aliniamentului Cascadia. În sud s-au format microplăcile *Rivera*, *Cocos* și *Nazca* (Lonsdale, 2005), primele două aflate în subducție sub placa Nord-Americană și respectiv, Caraibe, iar ultima sub placa Sud-Americană. Existența în vestul Americii de Nord a acestui vechi aliniament de subducție explică generarea vulcanismului calco-alcalin pe toată lungimea coastei vest-americane, cu vulcani dintre care unii sunt puternic activi și astăzi: Mount St. Helens (Washington, S.U.A.).

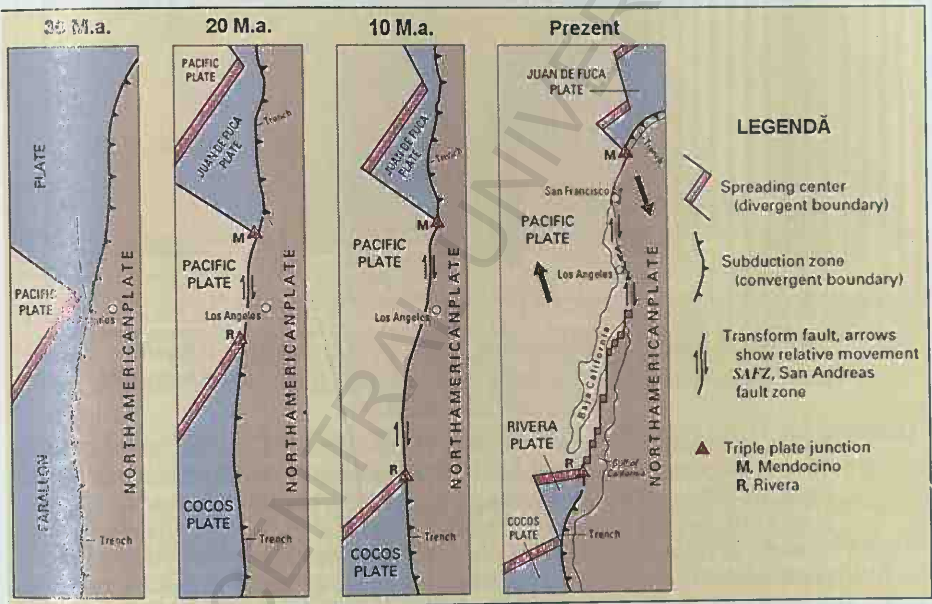


Fig.IV.56. Evoluția Pacificului de est: *placa Farallon* înaintează progresiv către est și intră în subducție sub placa Nord-Americană, rămânând astăzi ca relicte plăcile ***Explorer, Juan de Fuca, Gorda*** (în nord) și ***Rivera, Cocos*** și ***Nazca*** (în sud) (U.S.G.S., https://pubs.usgs.gov/gip/dynamic/Farallon.html).

• Un alt exemplu de margini litosferice în regim de culisare, reprezentat de o falie de decroșare cu intensă activitate seismică este zona contactului dintre placa Anatoliană și placa Eurasiatică. Aceasta este **Falia Nord-Anatoliană (Turcia)**, care este situată într-un *setting* geotectonic mult mai complex decât Falia San Andreas (S.U.A.), făcând parte din zona colizională tethysiană. În mozaicul de plăci litosferice prezente în zona Orientului Apropiat și

Mijlociu, se remarcă placa Anatoliei, delimitată spre nord și est de către Falia Nord-Anatoliană (dextră) și respectiv Falia Est-Anatoliană (senestră) (Fig.IV.57).

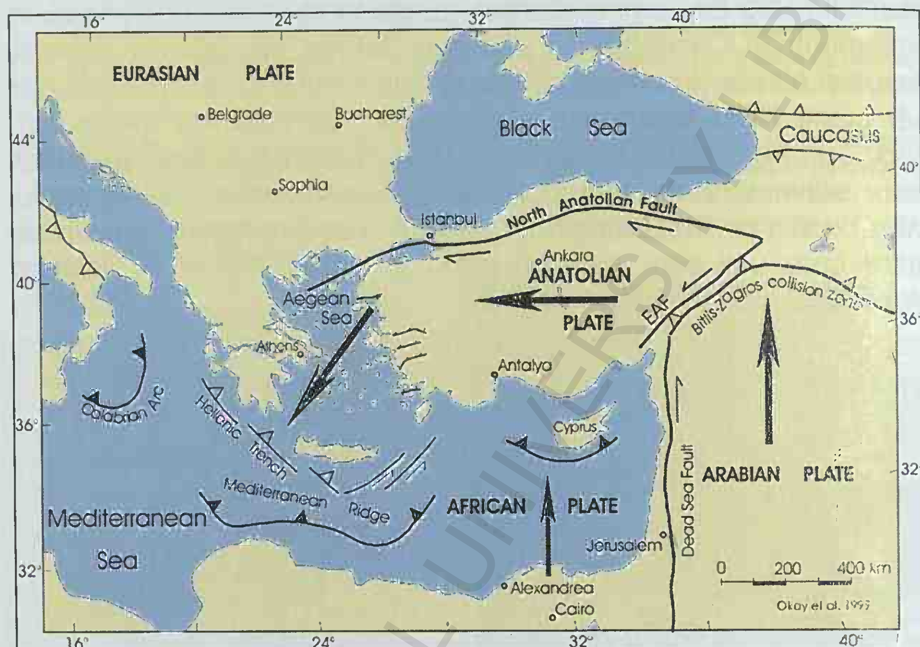


Fig.IV.57. ***Falia Nord Anatoliană***, în contextul geodinamic tethysian (https://www.newscientist.com/article/dn21083-turkey-earthquake-reveals-a-new-active-fault-zone/).

Falia Nord Anatoliană are o lungime de aproximativ 1.400 km, extinzându-se din est, din zona Karliova / Erzincan și până în zona Golfului Saros din Marea Egee, în vest, urmărind un traseu *quasi* paralel cu coasta de sud a Mării Negre, care a fost reactivat în Miocen. Caracterul dextru al Faliei Nord-Anatoliene și cel senestru al Faliei Est-Anatoliene pun în evidență deplasarea laterală către vest a plăcii Anatoliei, impusă de tensiunile compresive generate de coliziunea dintre placa Arabiei și marginea plăcii Eurasiatice, marcată prin aliniamentul de sutură Bitlis - Zagros. De fapt, în contextul geodinamic extrem de complex al centurii tethysiene, actualmente are loc o rotire în sens antiorar (spre vest) a mai multor plăci: Arabiei, Anatoliei și Egeei, precum și a blocului Iranian și Caucazian (Reilinger *et al.*, 2006) (Fig.IV.58). Vitezele de deplasare ale acestora cresc progresiv către vest, spre arcul Hellenic, placa Anatoliei având o viteză de aproximativ 21 mm/an, iar Falia Nord-Anatoliană una estimată la 15-25 mm/an. Falia Nord-Anatoliană a fost activă seismic în ultimii 250 de ani, iar cel mai recent interval de activitate seismică majoră a început în anul 1939 și se derulează și în prezent, manifestându-se prin episoade seismice care au marcat traseul faliei de la est spre vest. Practic, tot aliniamentul său a fost afectat succesiv de deplasări rupturale în adâncime, care au generat cutremure distrugătoare (de exemplu: **Izmit, 17 august 1999; M_w = 7.6; > 17.120 decedați, 50.000 răniți**), mai puțin segmentul Mării Marmara (Fig.IV.59).

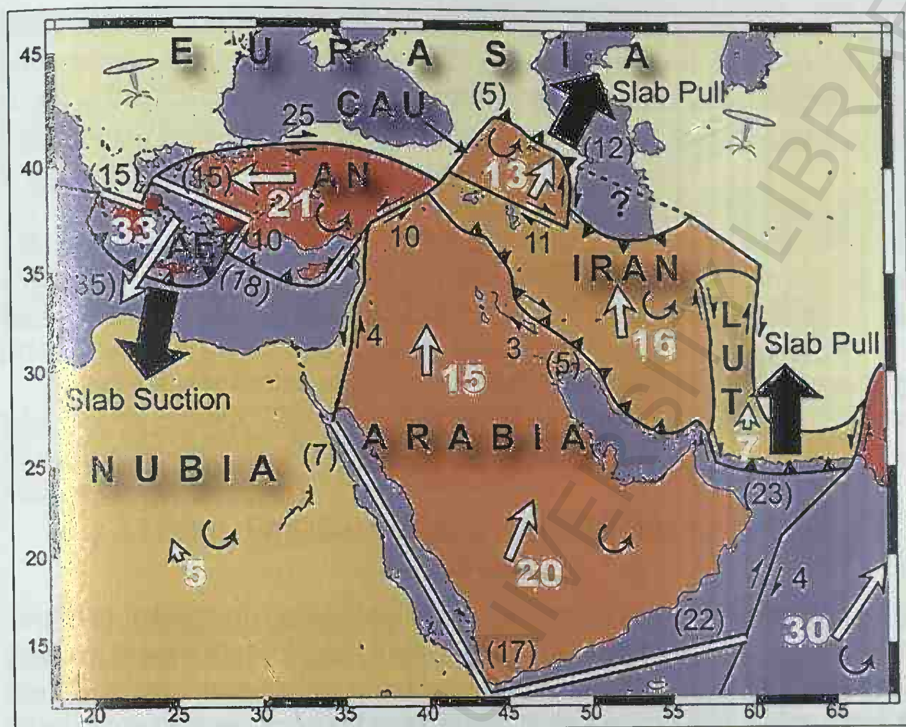


Fig.IV.58. Schiță tectonică a zonei de coliziune tethysiană *Africa-Arabia-Eurasia*, ultima conținând plăcile ***Caucaziană*** (CAU), ***Anatoliană*** (AN) și ***Egeei*** (AE); cifrele indică viteze de deplasare (mm/an) determinate prin tehnica *GPS* (Reilinger *et al.*, 2006).

Această zonă de hiatus seismic (engl. *seismic gap*), care include și zona foarte populată a orașului Istanbul, constituie un sector blocat al faliei, prezentând cel mai ridicat hazard și risc seismic actual. În acest sens, începând cu anul 2014, a fost amplasat pe planșeul Mării Marmara un sistem de monitorizare seismică a segmentului submarin al faliei din zona Istanbul - Silivri, prin poziționarea unei rețele de dispozitive de transmisie-recepție prin satelit, care indică deplasările tectonice survenite în adâncime (geodezie acustică) (Sakic *et al.*, 2016). Datele obținute nu indică prezența unei deplasări discrete de tip *creep*, cu caracter aseismic, ci confirmă blocajul acestui segment, de-a lungul căruia se acumulează progresiv energie elastică, generatoare de seisme de mare magnitudine.

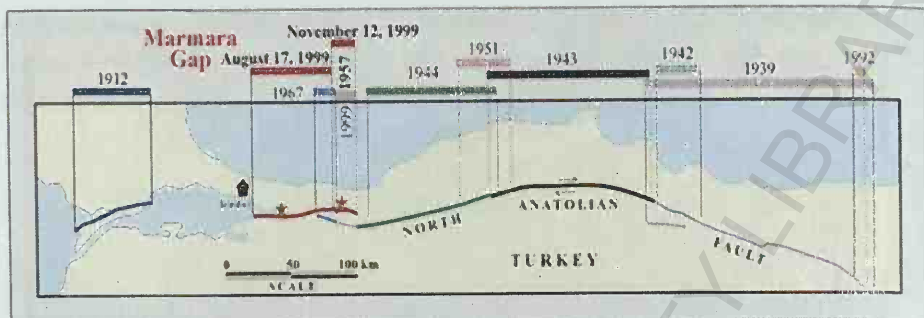


Fig.IV.59. *Falia Nord-Anatoliană*: traseul aproximativ est - vest al faliei este marcat de evenimente tectonice rupturale succesive, care au generat seisme puternice, mai puțin în zona de *hiatus seismic* a ***Mării Marmara*** - aceasta este zona cea mai critică, în care actualmente se acumulează energie elastică, care va genera următorul cutremur (Lamont Doherty Earth Observatory, S.U.A.).

IV.3. MIȘCĂRILE TECTONICE cu COMPONENTĂ VERTICALĂ

Mișcările tectonice verticale sau mișcările cu componentă verticală ale crustei terestre sunt mișcări tectonice care se produc de-a lungul timpului geologic, fiind determinate de diferite cauze specifice anumitor zone de pe glob, în general cu caracter regional. Între acestea, cele mai răspândite sunt mișcările de subsidență, cele de reajustare izostatică a catenelor orogene, mișcările verticale ale zonelor acoperite de calote de gheață și cele ale marginilor plăcilor litosferice.

Mișcările tectonice recente constituie obiectul de studiu al unei ramuri disciplinare relativ noi a Geoștiințelor și în particular, a Geologiei structurale, denumită *Neotectonică.* În concepția geologului rus **Vladimir Afanasyevich Obruchev** (1863-1956), care a introdus acest termen la jumătatea secolului XX, Neotectonica definea ”mișcările tectonice recente, petrecute în cursul superior al Terțiarului (Neogen) și Cuaternarului și care au jucat un rol esențial în generarea topografiei contemporane” (Obruchev, 1948). În încercarea de a defini mai exact și de a delimita temporal evenimentele neotectonice, ulterior s-au adus completări și precizări acestei definiții. Astfel, Hancock & Williams (1986) au introdus ideea conform căreia mișcările neotectonice încep atunci când câmpul de tensiuni contemporane dintr-o regiune s-a stabilizat, iar Pavlides (1989) consideră ca evenimente neotectonice (deformări ale crustei superioare) mișcările tectonice care s-au petrecut sau care au loc încă, într-o anumită regiune, după finalizarea ultimului său ciclu

geotectonic, sau mai exact, după ultima sa reorganizare tectonică. Mai recent, o definiție emisă de Institutul American de Geoștiințe (engl. *American Geosciences Institute, AGI*) consideră că Neotectonica are ca scop studiul structurilor post-Miocene și istoria tectonică a crustei terestre (Neuendorf *et al.*, 2011).

Trebuie menționat faptul că indiferent de limita temporală impusă mișcărilor neotectonice, acestea includ pe lângă mișcările cu componentă verticală și pe cele orizontale (= tangențiale) și că de fapt, în multe situații tectonice de pe glob, ambele se compun, cu predominanța uneia sau a celeilalte categorii.

Mișcările tectonice cu componentă verticală pot fi ascendente sau pozitive (engl. *uplift*) și descendente sau negative (engl. *subsidence*), iar evaluarea lor cantitativă se exprimă în *mm/an* sau *cm/an*.

IV.3.1. Mișcările verticale ale bazinelor sedimentare - Subsidența

Subsidența (origine: lat. *subsidere* = a se afunda; engl. *subsidence*) manifestată în bazinele sedimentare reprezintă fenomenul de afundare progresivă, continuă sau intermitentă, pe parcursul unei lungi perioade de timp, a fundului bazinului respectiv, permițând astfel acumularea și conservarea sedimentelor.

Existența bazinelor în care sunt prezente serii sedimentare groase de mii de metri (uneori și de peste 15.000 m), dar care s-au acumulat fiecare în parte în condiții de ape puțin adânci (de exemplu depozite neritice), se explică prin afundarea progresivă a bazinului, concomitent cu procesele depoziționale. În principiu, subsidența este inițiată prin mecanisme de natură tectonică, ce pot produce structuri de acumulare prin distensiune (rifturi, grabene), sau prin compresiune asociată cu culisare (bazine *pull-apart*). Ulterior intervin mecanisme de amplificare, de natură gravitațională, care produc afundarea sub acțiunea sarcinii sedimentelor acumulate.

> Trebuie menționat faptul că actualmente există situații în care survine ***subsidența indusă antropic***, cauzată în principal de extracția subterană masivă a resurselor fluide, de tipul apei sau petrolului, cantonate în bazine cu depozite de tip sedimentar. Astfel de cazuri se cunosc în *Valea San Joaquin* (California, S.U.A.), unde pomparea masivă a apei subterane a produs între anii 1925-1977 o subsidență de 9 m (Fig.IV.60.A).
> Un caz similar este cel al coastei de est a *Lacului Maracaibo* (Venezuela), unde s-a impus construirea unui dig de protecție a localităților Lagunillas, Tia Juana și Bachaquero, deoarece subsidența a atins 7 m sub nivelul apelor lacului, din cauza extracției petroliere, începută în anul 1927 (Fig.IV.60.B).



Fig.IV.60. *Subsidență indusă antropic*: (**A**) ***Valea San Joaquin*** (California, S.U.A.), unde pomparea apei subterane a produs între anii 1925-1977 o subsidență de 9 m; (**B**) ***Lacul Maracaibo*** (Venezuela), unde extracția petrolului din zona coastei estice începând cu anul 1927 a produs o subsidență de până la 7m, în zona localităților Lagunillas, Tia Juana, Bachaquero (http://ohotart.16mb.com/uncategorized/la-subsidencia-fenomeno-de-hundimiento-en-la-costa-este-del-lago-de-maracaibo/).

IV.3.2. Mișcările verticale cauzate de reajustarea izostatică a litosferei continentale

Principiul izostaziei (origine: gr. *isos* = egal + *stasis* = imobilitate, echilibru; engl. *isostasy*) este un principiu fizic enunțat în 1889 de către geologul american **Clarence E. Dutton** (1841-1912). Conform acestuia, **isostazia** este starea de echilibru gravitațional dintre litosfera și astenosfera terestră, atinsă în profunzime, la o anumită adâncime, numită *adâncime de compensație* și care permite flotabilitatea blocurilor litosferice pe substratul astenosferic, la un nivel care depinde de grosimea și densitatea acestora. Prin urmare, echilibrul izostatic este fenomenul care descrie cel mai bine modul în care litosfera este susținută de astenosfera subiacentă, pe principiul diferenței de densitate. În acest sens, o primă diferență de densitate se manifestă între litosfera cu crustă continentală (cca. 2,7 g/cm^3) și astenosfera mai densă (cca. 3,3 g/cm^3) și în același timp vâscoasă, care permite blocurilor litosferice să nu se scufunde decât parțial, având tendința de a se ridica și de a "pluti" liber. În cadrul litosferei, se diferențiază segmente ale blocurilor continentale care pot avea la rândul lor densități ușor diferite, dar mai ales volume diferite (de exemplu, lanțurile orogene). Astfel, în cazul

volumelor orogene masive, cu cât acestea sunt mai înalte, cu atât se vor afunda mai mult în astenosferă, determinând o deformare a acesteia (Fig.IV.61).

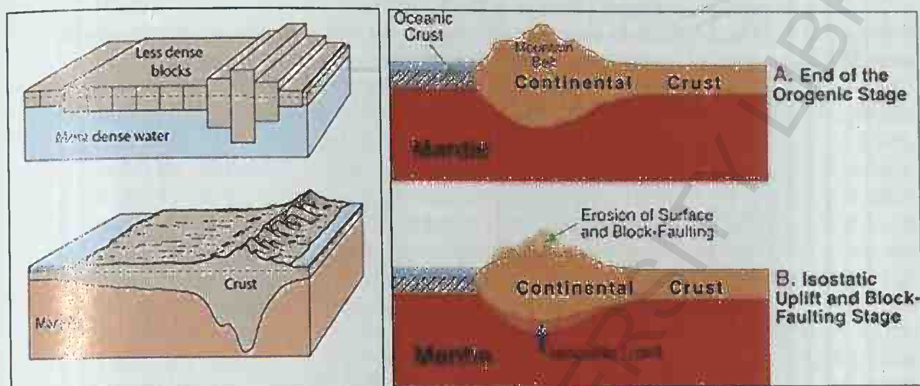


Fig.IV.61. ***Echilibrul izostatic***: (**A**) Înrădăcinarea blocurilor continentale mai voluminoase (lanțuri orogene) la o adâncime mai mare în astenosferă; (**B**) Reechilibrarea izostatică determinată de eroziunea structurilor superioare ale orogenului (http://slideplayer.com/slide/4204053/).

La sfârșitul ciclului geotectonic care a condus la edificarea lanțului orogenic, echilibrul izostatic tinde să se stabilească prin înălțarea progresivă a zonei, până la atingerea punctului în care gradientul energetic vertical este nul; acest proces se poate derula pe parcursul a zeci de milioane de ani. Survine apoi o componentă adițională a procesului de reechilibrare izostatică, determinată de tendința de compensare a eroziunii continui a orogenului sub acțiunea factorilor externi.

De exemplu, Munții Himalaya, edificați în timpul ciclului geotectonic alpin, constituie cel mai mare sistem eroziv din lume, în care este indusă prin compensare o mișcare verticală ascendentă de reechilibrare izostatică a catenei cu o rată de cca. 5 mm/an (France-Lanord, 2014). Trebuie menționat însă, că istoria geologică și geodinamică a zonei Himalaya - Tibet, legată de coliziunea Indiei cu Asia, în contextul închiderii bazinului tethysian, este extrem de complexă.

Considerată a fi cel mai spectaculos eveniment geologic al ciclului geotectonic alpin, coliziunea blocului continental Indian cu marea placă Eurasiatică reprezintă stadiul final al unei succesiuni de fenomene inițiate la cca. 170 M.a. (Jurasic Mediu), odată cu procesele de fracturare ale supercontinentului austral *GONDWANA*. Deschiderea bazinelor Somalez și Mozambic, continuată apoi cu procese de *rifting*, au condus la fracturarea și divizarea supercontinentului gondwanian în două sectoare: *GONDWANA de VEST* (*America de Sud, Africa* și *Arabia*) și

GONDWANA de EST (*estul Antarcticii, Madagascar, India* și *Australia*) (Găină *et al.*, 2013 b). În urma separării de blocul *Madagascar*, acum aproximativ 83 M.a. (Cretacic Superior), *India* a avut o deplasare divergentă accelerată în direcția nord / nord-est, spre Asia, cu viteze care au atins un maximum de cca. 18 cm/an, în timpul Paleocenului (Torsvik & Cock, 2017).

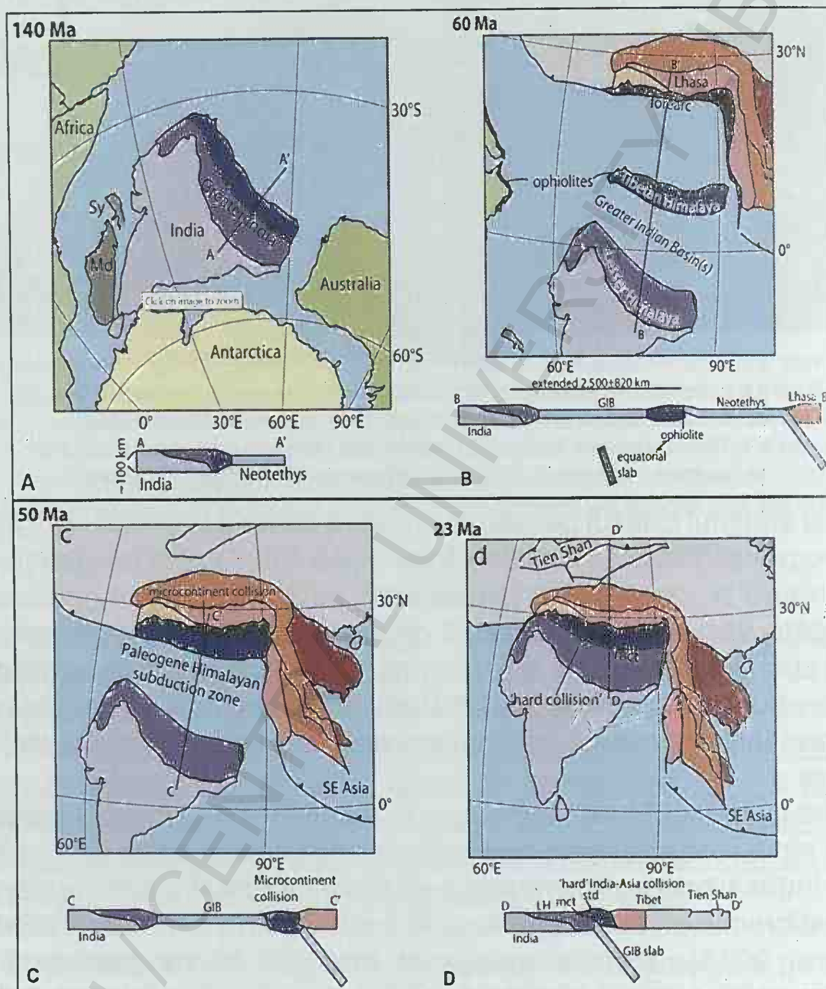


Fig.IV.62. ***Coliziunea India - Asia***: (**A**) Etapele succesive ale fracturării blocului indian din cadrul supercontinentului austral *GONDWANA* (140 M.a.); (**B**) Extensia și formarea unui bazin cu crustă oceanică în nordul plăcii indiene, cu separarea unui microcontinent nord-indian (60 M.a.); (**C**) Coliziunea acestui microcontinent cu Asia și închiderea oceanului neotethisyan (50 M.a.); (**D**) Închiderea bazinului nord-indian și coliziunea cratonului indian cu zona deja formată a lanțului himalayan nordic și a Tibetului (23 M.a.) și înălțarea acesteia inclusiv în actual; ***GIB*** - *Greater India Basin* (engl. Bazinul Indiei Mari); ***mct*** - *main central thrust* (engl. șariajul central principal); ***Md*** - Madagascar; ***std*** - *south Tibetan detachment* (engl. Zona de detașare a Tibetului de sud); ***Sy*** - Seychelles (van Hinsbergen *et al.*, 2012; Torsvik & Cocks, 2017).

Reconstrucțiile paleogeografice indică faptul că placa indiană a avut cel mai probabil dimensiuni sensibil mai mari decât subcontinentul indian de astăzi, având în constituție și o porțiune de crustă oceanică, situată în partea sa nordică, adică cea orientată spre Asia - frecvent denumită "*Greater India*" (engl. India Mare).

Un model geodinamic mai recent (van Hinsbergen *et al.*, 2012) (Fig.IV.62) explică această ipoteză printr-un fenomen de distensiune derulat în cadrul plăcii indiene între aproximativ 120-60 M.a., cu formarea unui bazin cu crustă oceanică ("*Greater India Basin*", *GIB*) dezvoltat între cratonul indian și bordura continentală nordică a plăcii, rămasă ca un microcontinent al acesteia. Prin urmare, în înaintarea sa spre nord, la cca. 50-52 M.a. (Eocen Inferior), placa Indiei Mari a intrat într-o primă coliziune cu Asia, prin consumarea progresivă în subducție a planșeului oceanic neotethysian interpus între acestea. Această primă coliziune, de amploare redusă, s-a realizat prin intermediul microcontinentului nord-indian, ale cărui formațiuni se regăsesc astăzi în zona numită ***Himalaya tibetană*** (engl. *Tibetan Himalaya*) sau ***Himalaya Tethysiană*** (engl. *Tethys Himalaya*). Acestea se află în contact la nord cu formațiunile plăcii asiatice, reprezentate de blocul ***Lhasa***, iar între cele două domenii se regăsește zona de sutură tectonică ***Indus-Tsangpo***, care marchează existența trecută a planșeului oceanic neotethysian, reprezentat în actual de complexe ofiolitice (Fig.III.4).

A urmat apoi subducția progresivă a crustei oceanice din bazinul nord-indian (*GIB*) și în final, coliziunea propriu-zisă, masivă, a cratonului indian cu Asia, la cca. 23 M.a. (la limita Oligocen - Miocen), cu edificarea spre sud a lanțului median înalt al Himalayei (engl. ***Greater Himalaya***) și a celui extern și mai sudic (engl. ***Lesser Himalaya***).

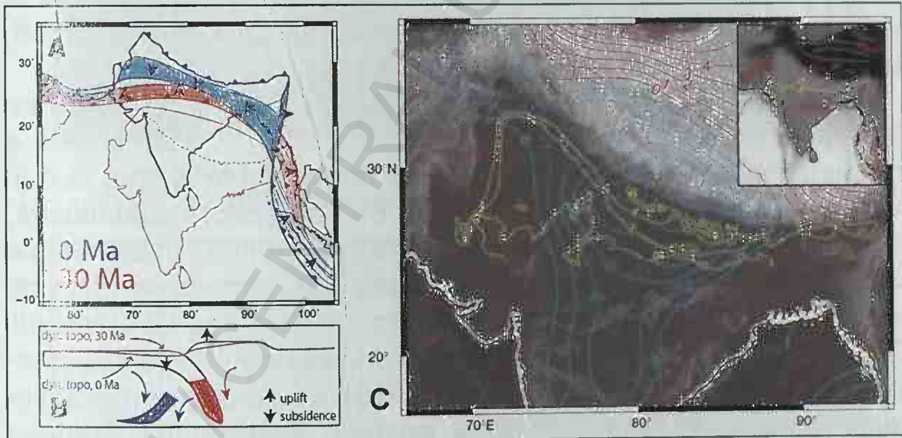


Fig.IV.63. ***Coliziunea India - Asia***: (**A**) Înaintarea blocului indian și coliziunea cu Asia; (**B**) Delaminarea mantalei litosferice a blocului indian, cu detașare și flexurare către sud; (**C**) Modelare a topografiei dinamice a zonei, indicând izoliniile (în km) mișcărilor de înălțare (roșu) și de subsidență (albastru), suprapuse peste cele ale adâncimii reale a bazinului de foreland situat sub Câmpia Indo-Gangetică (galben); ***lh*** - Lhasa; ***th*** - Tethys Himalaya; ***hi*** - Himalaya; ***si*** - Siwalik (Husson *et al.*, 2014).

Începând cu această dată, s-a înregistrat o încetinire a vitezei de înaintare a Indiei, ajunsă la 5 cm/an, iar fenomenul de subducție a acesteia continuă și în actual, cu aceeași viteză. Contactul s-a inițiat în zona centrală a suturii Indus - Tsangpo de astăzi și s-a propagat apoi lateral, către nord-vest și nord-est, având

un impact colosal asupra regiunii și asupra interiorului întregii Asii, conducând la fracturarea și tectonizarea acesteia - de exemplu, înălțarea munților Tien-Shan și Altai, fenomen ce se derulează în continuare și în prezent.
Coliziunea frontală a celor două blocuri, ambele de tip continental, nu a condus la o subducție propriu-zisă, cu coborârea în astenosferă a plăcii indiene subduse. Modelările realizate pe baza studiilor de tomografie seismică (Husson *et al.*, 2014) au indicat în adâncime manifestarea unui proces de delaminare, adică desprinderea mantalei litosferice a blocului indian, care odată cu înaintarea acestuia s-a detașat complet de crusta supraiacentă și s-a flexurat în direcție opusă, către sud (Fig.IV.63).
În consecință, în ultimele aproximativ 15 M.a., sub blocul asiatic inaintează doar crusta continentală indiană, care, având flotabilitatea ridicată caracteristică acestui tip de crustă, nu coboară adânc în astenosferă, precum crusta oceanică, ci se poziționează imediat dedesubtul Asiei. Astfel, are loc practic, un fenomen de dublare a crustei în zona Himalayei și Tibetului, care contribuie la procesele de înălțare a acestora prin reechilibrare izostatică.

În cazul zonelor continentale care au fost acoperite cu calote glaciare în timpul glaciației cuaternare (Fig.IV.64), numite și zone de *inlandsis* (origine: sued. zone acoperite cu gheață), se constată că încărcarea suplimentară cu gheață a blocurilor litosferice respective a produs o afundare corespunzătoare a acestora în astenosferă, inducând un dezechilibru izostatic. Odată cu topirea ghețurilor, îndepărtarea suprasarcinii determină o revenire progresivă la nivelul anterior, printr-o mișcare verticală ascendentă a zonei, datorată tendinței de reajustare izostatică.

În timpul ultimului maximum glaciar pleistocen, derulat între 26.000-19.000 ani în urmă (Clark *et al.*, 2009), calota arctică a înregistrat cea mai mare extensie a sa, înaintând mult spre sud în America de Nord (calota laurențiană), Europa (calota scandinavă) și Asia (calota siberiană); s-au înregistrat extinderi maxime ale calotei antarctice și ale calotelor montane din numeroase zone de pe glob: Munții Alpi, Himalaya, Anzi *etc.* (*a se vedea Cuaternarul, Cap.VI*). Studii post-glaciare realizate prin metodele istorică, geomorfologică și geodezică indică manifestarea actuală a mișcărilor verticale ascendente ca răspuns izostatic la dispariția calotelor glaciare din Scandinavia și de pe Scutul Canadian. În acest sens, măsurătorile *GPS* efectuate în ultimele decenii confirmă o ridicare cu aproximativ 1 cm/an în ambele regiuni (Fig.IV.65).

Fig.IV.64. Extinderea ***calotei glaciare arctice*** în Pleistocen (http://geologylearn.blogspot.ro/2016/04/the-pleistocene-ice-age.html).

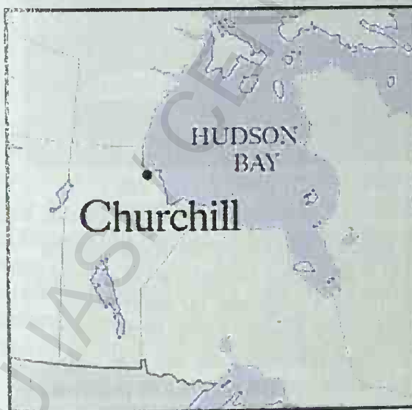




Fig.IV.65. ***Reajustare izostatică***: Stația *GPS* din localitatea ***Churchill*** (Manitoba, Canada) înregistrează o înălțare de 1 cm/an, tipică pentru tendința de restabilire a echilibrului izostatic în urma topirii calotei laurențiene (Canadian Geodetic Survey).

IV.3.3. Mișcările verticale ale marginilor plăcilor litosferice

După cum am menționat anterior, plăcile litosferice se găsesc în principal în contact de tip distensiv (rifturi oceanice și continentale) și compresiv (zone de subducție), în timp ce regimul de alunecare paralelă este mult mai puțin prezent procentual la nivelul globului. În toate cele trei situații geodinamice, este evident că există o componentă orizontală a deplasărilor mult mai dezvoltată decât cea verticală și care se traduce prin mișcarea relativă a tronsoanelor plăcilor litosferice, considerate ca sectoare de calotă sferică.

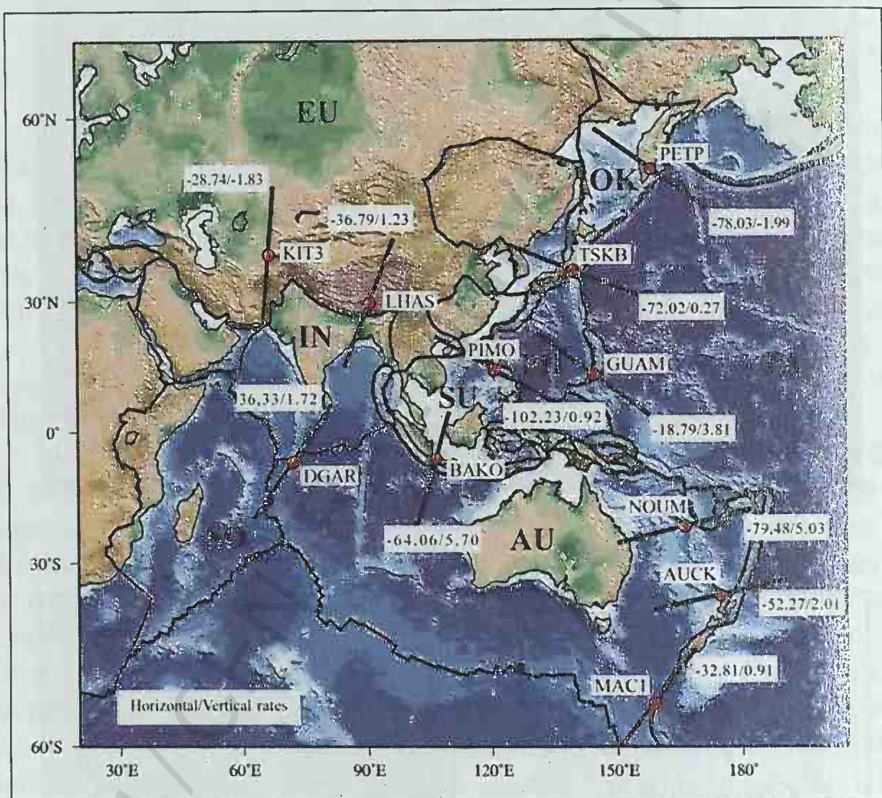


Fig.IV.66. (A) Vitezele de deplasare ale plăcilor litosferice din zona vestică a ***Oceanului Pacific, Oceanului Indian*** și a ***Munților Himalaya*** (în mm/an): punctele roșii indică locația măsurătorii mișcării verticale, iar segmentele orientate indică direcția de deplasare orizontală; cifrele indică întâi viteza componentei orizontale (valorile pozitive indică distensiunea, iar cele negative, compresiunea) și apoi viteza componentei verticale (valorile pozitive indică mișcările ascendente, iar cele negative pe cele descendente) (Cuffaro *et al.*, 2006).

Studii recente asupra unei serii de puncte de investigare ale principalelor margini litosferice de pe glob aflate în contact distensiv și compresiv, realizate cu ajutorul monitorizării prin tehnica *GPS* (Cuffaro *et al.*, 2006) au confirmat faptul că în cazul componentei orizontale a deplasării valorile sunt situate în medie între 18-140 mm/an, iar componenta verticală prezintă valori de 0,17-10,67 mm/an (Fig.IV.66).

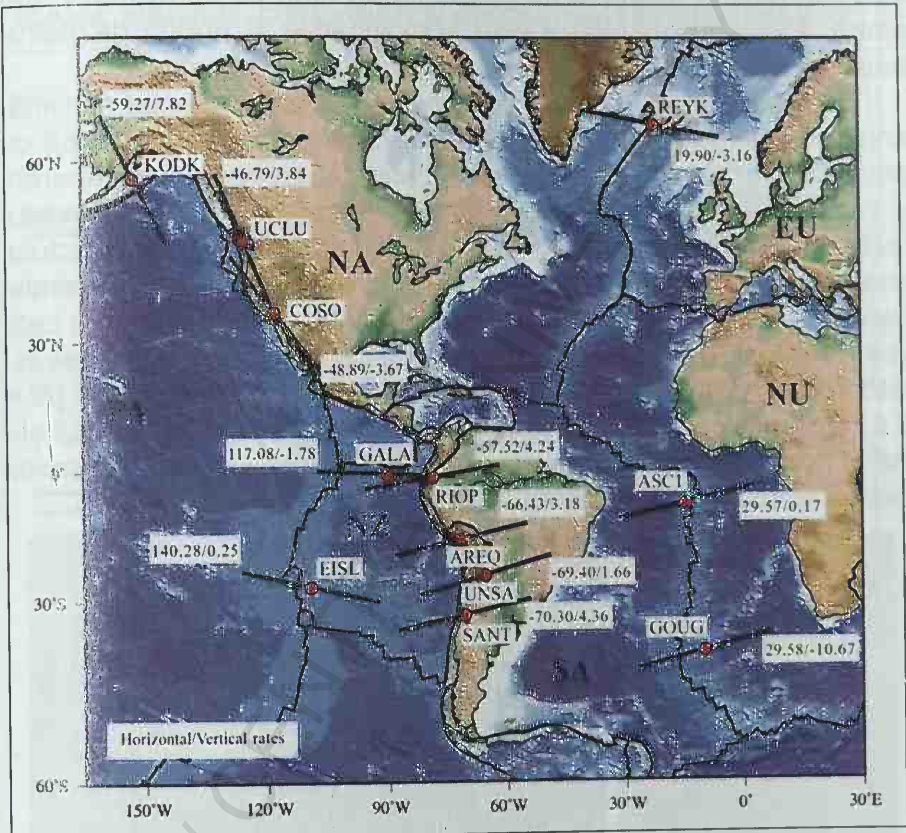


Fig.IV.66. (continuare) (**B**) Vitezele de deplasare ale plăcilor litosferice din zona estică a ***Oceanului Pacific*** și ***Oceanul Atlantic*** (în mm/an): punctele roșii indică locația măsurătorii mișcării verticale, iar segmentele orientate indică direcția de deplasare orizontală; cifrele indică întâi viteza componentei orizontale (valorile pozitive indică distensiunea, iar cele negative, compresiunea) și apoi viteza componentei verticale (valorile pozitive indică mișcările ascendente, iar cele negative pe cele descendente); (Cuffaro *et al.*, 2006).

CAPITOLUL V
NOȚIUNI de SEISMOLOGIE

V.1. SEISMOLOGIA

Se estimează că pe Pământ au loc anual în medie 500.000 de cutremure de pământ detectabile, dintre care, 80% pot trece neobservate, nefiind resimțite de populație, în timp ce aproximativ 100 dintre acestea pot avea efecte semnificative și uneori dezastruoase, producând victime și importante pagube materiale.

Seismologia (origine: gr. *seismós* = cutremur + *logos* = știință; engl. *seismology*) este o ramură a Geoștiințelor care se ocupă cu studiul cutremurelor de pământ, din punctul de vedere al generării și modului de propagare a undelor seismice, descifrării contextului tectonic și distribuției geografice, hazardului seismic și impactului asupra populației și mediului, precum și al previziunii și prevenției asociate acestora. Seismologia este o știință modernă, a cărei dezvoltare a fost, în principiu, impulsionată de studiul efectelor devastatoare ale seismului de la ***LISABONA*** **(Portugalia)** din **1755 (*M* = 8.0; victime: cca. 70.000)** (Fig.V.1), fiind ulterior fundamentată științific în secolul XIX, odată cu dezvoltarea primelor studii seismice experimentale și instrumentale.



Fig.V.1. Seismul din *LISABONA, Portugalia* **(1755; *M* = 8.0; victime: 70.000)**: (A) Estimarea deplasării valului seismic - izoliniile prezintă înaintarea frontului de undă cu echidistanță de o oră (http://www.noaa.gov); (B) Orașul devastat de seism, *tsunami* și incendii (imagine artistică - *Centro Ciência Viva de Lagos*, Portugalia).

Începând din secolul XX, dintre domeniile specializate de studiu ale seismologiei amintim: seismotectonica și paleoseismologia;

seismologia globală și spațială; seismologia inginerească; seismica de explorare. Prin urmare, în prezent, seismologia constituie un instrument fundamental în atingerea următoarelor scopuri științifice interdisciplinare:

- investigarea originii geologice (tectonice și reologice) a seismelor;
- predicția seismelor și evaluarea hazardelor și riscurilor implicate, precum și managementul acestora;
- contribuție la explorarea și prospectarea resurselor minerale;
- studiul structurii, compoziției și geodinamicii interne (Fig.V.2).

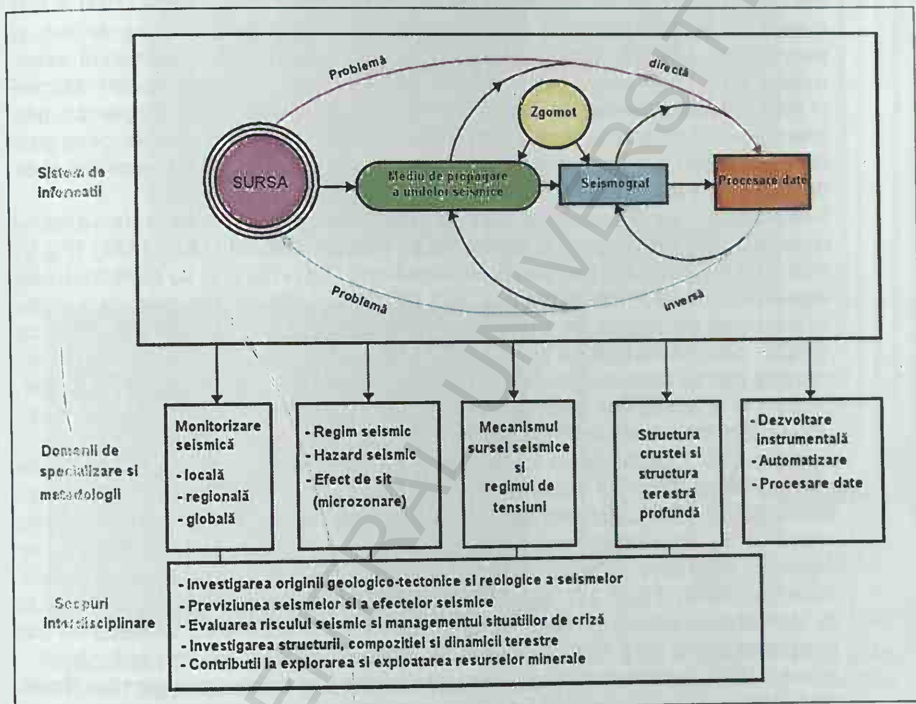


Fig.V.2. *Seismologia*: diagramă ilustrând interconexiunea dintre analiza unui sistem complex de informații, prin intermediul unor metodologii specializate, în vederea atingerii scopurilor științifice și aplicațiilor practice (http://gfzpublic.gfz-potsdam.de/pubman/).

În Antichitate, filosofii greci pre-socratici au încercat să descifreze fenomenele naturale, între care și pe cele seismice, fără implicarea mitologiei, prin intermediul teoriilor și ipotezelor empirice. Astfel, **Anaximenes** (cca. 585-525 î.Chr.) a avansat ideea generării cutremurelor de pământ ca urmare a prăbușirii unor volume masive de pământ în interiorul cavernelor subterane, ca urmare a secetelor de la suprafață. **Anaxagoras** (cca. 500-428 î.Chr.), din contră, credea că aceste fenomene au loc ca urmare a invadării spațiilor cavernoase de către excesul apelor de suprafață, iar un secol mai târziu, **Aristotel** (384-322 î.Chr.) atribuia producerea cutremurelor instabilității vaporilor formați de uscarea pământului și de

vânturile subterane. În China, unde regiuni extinse suportă consecințele tectonice ale evenimentului colizional India - Eurasia, cu impact major și de durată asupra întregului continent asiatic, succedarea cutremurelor distrugătoare era în general explicată prin disonanțele dintre energiile cosmice *yin* și *yang*; în timpul Dinastiei Han (206 î.Chr.-220 A.D.), se credea că acestea erau provocate de vânturi și curenți de aer, conform *Oracolului Vânturilor*.
Cu toate acestea, în anul 132 A.D., astronomul și matematicianul chinez **Zhang Heng** (78-139 A.D.) a inventat primul ***seismoscop*** cu pendul (Fig.V.3.A), capabil să indice direcția geografică a zonei de manifestare a cutremurului. Un mileniu și jumătate mai târziu, Iluminismul și revoluția științifică au adus noi idei în cercetarea și explicarea rațională a fenomenelor naturale, studiul fenomenelor seismice fiind în mod special adresat în urma cutremurului devastator de la Lisabona, din anul 1755. Eruditul om de știință englez **John Michell** (1724-1793) a fost considerat cel mai important exponent al acestei perioade, cu viziune de geo- și astrofizician *avant la lettre*. Aducând contribuții remarcabile în domeniul astronomiei și opticii (precursor al teoriei *găurilor negre* și a *stelelor duble*), Michell (1760) a introdus pentru prima dată ideea propagării cutremurelor de pământ prin intermediul undelor seismice, care produc decalaje în cadrul stratelor geologice din zona faliilor și a conceput metode de calcul al vitezei undelor seismice și de determinare a localizării hipo- și epicentrului seismic.
Seismologia instrumentală a luat naștere odată cu primele ***seismometre*** construite independent de fizicianul italian **Filippo Cecchi** (1822-1887) (Fig.V. 3.B) și de geofizicianul german **Emil Wiechert** (1861-1928) și cu experimentele inginerului irlandez **Robert Mallet** (1810-1881), realizate asupra producerii undelor seismice provocate de explozii artificiale și propagării acestora în cuve cu mercur; datorită realizărilor sale (Mallet, 1847; 1858; 1862), considerate fundamentale pentru seismologia modernă și introducerii utilizării hărților izoseismice, precum și a termenilor *seismologie*, *epicentru etc.*, Mallet este frecvent considerat drept "părintele" seismologiei.
Pasul decisiv în dezvoltarea modernă a acestei științe a fost realizat prin studiile derulate după 1880, în Japonia, de grupul oamenilor de știință britanici **John Milne** (1850-1913), **Sir James Alfred Ewing** (1855-1935) și **Thomas Grey** (1850-1908), consultanți în domeniul ingineriei geologice la *Colegiul Imperial de Inginerie* din Tokyo. Aceștia au realizat primul ***seismograf*** modern cu pendul orizontal (1880) (Fig.V.3.C, D), iar cercetările seismologice ulterioare au condus la identificarea diferitelor tipuri de unde seismice și estimarea vitezelor lor de propagare; tot în anul 1880 au fondat *Societatea Japoneză de Seismologie*.
În anul 1889, la Potsdam (Germania) geofizicianul și astronomul german **Ernst von Rebeur-Paschwitz** (1861-1895) a realizat prima înregistrare seismologică la distanță (teleseismică) a unui cutremur de magnitudine 5,8 produs la 8.800 km distanță, în Japonia, utilizând un seismograf cu pendul orizontal și sistem de înregistrare fotografică (von Rebeur-Paschwitz, 1889).
La începutul secolului XX, s-a instalat prima rețea "globală" de seismografe, numărând 40 de stații de înregistrare, însă acestea nu erau capabile să detecteze decât seismele foarte puternice, deoarece amplificarea semnalului era foarte slabă. Este meritul fizicianului rus **Prințul Boris Borisovici Galitzin** (1862-1916) de a fi construit primul seismograf electromagnetic (în 1906 și versiunea îmbunătățită în 1911), care a furnizat o amplificare substanțială, permițând în același timp și separarea sistemului seismometric de sistemul de achiziție a datelor și reducerea dimensională a aparatelor. Curând, au urmat descoperiri asupra structurii interne a Pământului (*a se vedea Cap.III*), iar ulterior, s-a trecut la utilizarea curentă a seismografelor în cadrul rețelelor cu adevărat globale, care asigură o monitorizare continuă a zonelor seismice de pe planetă.

De menționat este faptul că seismograful este diferit de un *geofon* (engl. *geophone*) - acesta din urmă fiind un dispozitiv de conversie a înregistrării mișcării pământului în curent electric (voltaj), în vederea identificării răspunsului seismic al structurilor geologice din adâncime, la un semnal provocat de o explozie / microseism indus artificial. Geofoanele sunt mult mai puțin sensibile decât seismografele și sunt utilizate în rețelele geofizice de explorare a subsolului, în special pentru identificarea structurilor în care se acumulează petrol și gaze naturale.



Fig.V.3. (**A**) ***Seismoscopul*** inventat de ***Zhang Heng*** în anul 132 A.D. (replică actuală); (**B**) ***Seismometrul*** inventat de ***Filippo Cecchi*** (1875) (Observatorul Ximenes, Florența, Italia); (**C**) ***Seismograful cu pendul orizontal*** realizat de ***John Milne*** (1880) (Muzeul Național al Naturii și Științei - Tokyo, Japonia) și (**D**) schema sa de funcționare (https://www.britannica.com/science/seismograph).

V.2. CARACTERISTICILE SEISMELOR

Seismul sau **cutremurul de pământ** (engl. *earthquake*) este un fenomen natural, reprezentat de mișcarea bruscă, brutală și de scurtă durată a unei regiuni de pe glob, generată de eliberarea instantanee a energiei elastice acumulate lent în adâncime, inițiată în urma fracturării și dizlocării rocilor supuse tensiunilor și care se propagă prin intermediul undelor seismice.

Acest fenomen este în esență provocat de deplasarea relativă, rupturală, a două tronsoane litosferice, cel mai frecvent ca urmare a evenimentelor tectonice care au loc în zonele de contact ale plăcilor litosferice, sau în zonele cu activitate locală sau regională a faliilor. De asemenea, fenomenul seismic mai poate fi cauzat de procesele vulcanice, sau din cauze locale, precum prăbușiri în zone carstice, montane sau faleze marine, sau a impactului meteoritic. Cutremurele artificiale sunt generate de activități antropice cum ar fi exploatarea minieră, testările nucleare, exploziile induse în vederea explorării geofizice seismice, sau cele produse accidental. Seismicitatea sau activitatea seismică a unei regiuni se referă la caracteristicile și frecvența cutremurelor înregistrate de-a lungul unei perioade de timp.

Hipocentrul (origine: gr. *hypókentron* = dedesubtul centrului; engl. *hypocenter* sau *focus* / pl. *foci*) unui cutremur reprezintă punctul din adâncime unde debutează mișcarea inițială și se eliberează energia, fiind astfel punctul de origine al undelor seismice care se propagă apoi în toate direcțiile spațiului (Fig.V.4.).

Epicentrul (origine: gr. *epikentron* = deasupra centrului; engl. *epicenter*) constituie punctul de proiecție în suprafață a hipocentrului (Fig.V.4) și este frecvent locul de manifestare a intensității seismice maxime. Uneori, zona de manifestare a intensității maxime poate să difere ușor față de epicentrul real al seismului și în acest caz, se numește *epicentru macroseismic*.

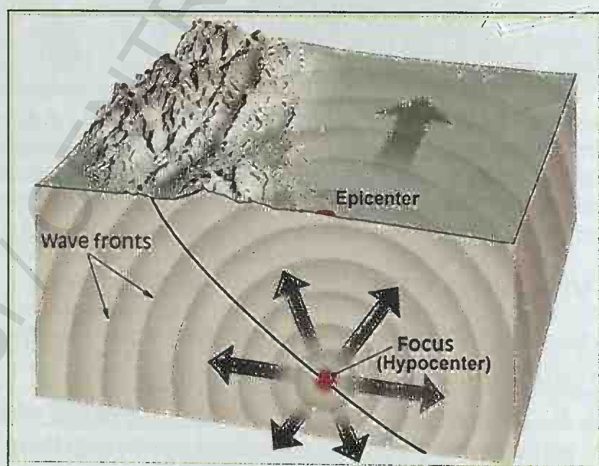


Fig.V.4. *Seismul*: ***hipocentrul***, ***epicentrul*** și ***fronturile de undă*** (http://keywordsuggest.org/gallery/381574.html).

În multe cazuri, un seism de magnitudine ridicată sau medie este urmat de o serie de mișcări seismice de magnitudine mai scăzută, numite **replici** (engl. *aftershocks*), a căror frecvență scade în timp și care se pot derula în următoarele ore, zile sau chiar luni. Aceste manifestări seismice sunt asociate faptului că mișcarea tectonică rupturală care a generat seismul principal nu a eliberat întreaga energie elastică acumulată, aceasta disipându-se în timp. Odată cu finalizarea acestui proces, începe din nou acumularea progresivă a energiei, până la atingerea altui prag de ruptură, care generează o nouă mișcare brutală; această succesiune de faze de acalmie și de activitate seismică se numește **ciclu seismic** (engl. *seismic cycle*).

V.3. UNDELE SEISMICE și MODUL de PROPAGARE al ACESTORA

Într-o zonă activă tectonic, tensiunile se acumulează de-a lungul timpului, până la atingerea unei valori critice, la care rocile cedează și are loc o deplasare brutală într-o zonă de minimă rezistență, ca de exemplu, zona de reactivare a unei falii mai vechi. Odată cu eliberarea energiei elastice, rocile se destind și intră în vibrație, transmițând mișcarea din aproape în aproape, sub forma undelor seismice.

Undele seismice (engl. *seismic waves*) sunt unde de tip elastic care sunt generate în zona hipocentrului și se deplasează sferic, în toate direcțiile sub forma **fronturilor de undă** (engl. *wave front*), care reprezintă suprafețele care separă particulele din mediu intrate în oscilație, de cele care urmează să intre; altfel spus, frontul de undă este locul geometric al punctelor la care ajunge oscilația la un moment dat și care își modifică poziția în mod continuu. Conform *Principiului lui Huygens* (1768), fiecare punct de pe frontul de undă constituie o nouă sursă de unde sferice, de la care, undele nou generate se vor propaga în toate direcțiile cu aceeași viteză și lungime de undă ca și unda inițială, în mediul considerat. În mod practic, cunoașterea modului în care se propagă undele seismice, posibilă odată cu construirea și perfecționarea seismografelor moderne, a permis localizarea și caracterizarea seismelor. După modul lor de propagare și tipul de deformare pe care îl produc, undele seismice se grupează în două categorii: unde de volum și unde suprafață.

V.3.1. UNDELE SEISMICE de VOLUM (engl. *body waves*) sunt undele care se propagă în interiorul Pământului și, traversând întreaga planetă, pot fi interceptate la distanță, de seismografe care determină localizarea hipocentrului seismului. Aceste unde prezintă în ansamblu, viteze de deplasare ridicate și amplitudini și lungimi de undă reduse, comparativ cu undele de suprafață, fiind înregistrate pe seismograme înaintea acestora din urmă. Undele seismice de volum sunt sunt de două tipuri: unde *P* și unde *S*.

• **Undele seismice *P*** (origine: lat. *primae*; engl. *P waves* sau *compression waves* = unde de compresiune) (Fig.V.5.A) - sunt undele cele mai rapide (V_P = 5-7 km/s în crustă; > 8 km/s în manta și nucleu); traversează atât mediile solide cât și pe cele lichide ale globului și cu cât zona traversată este mai rigidă și mai incompresibilă, cu atât viteza acestora este mai ridicată. Mișcarea particulelor mediului de propagare este paralelă cu direcția de propagare a undelor (mișcarea se urmărește pe axa Y), astfel încât acestea sunt **unde longitudinale**. Deasemenea, fiindcă particulele mediului de propagare sunt supuse unor compresiuni și dilatări alternative, undele *P* se mai numesc și **unde de compresiune**.

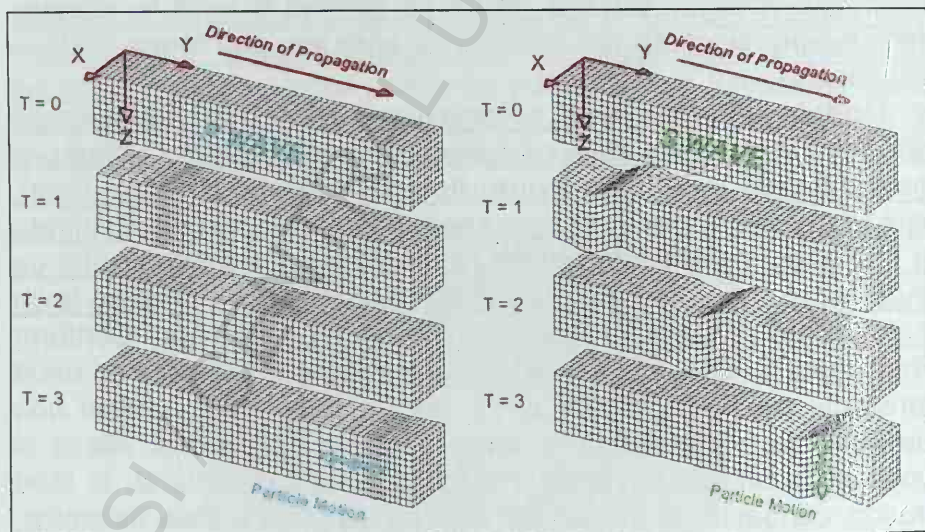


Fig.V.5. *Undele seismice de volum*: (A) ***undele P (primae)*** sunt unde longitudinale și compresive; (B) ***undele S (secundae)*** sunt unde transversale și de forfecare (http://www.geo.mtu.edu/UPSeis/waves.html).

• **Undele seismice *S*** (origine: lat. *secundae*; engl. *S waves* sau *shear waves* = unde de forfecare) (Fig.V.5.B) - au o viteză de depla-

sare mai mică decât cea a undelor *P* (Vs = 3-4 km/s în crustă; 4,5 km/s în manta și 2,5-3 km/s în nucleul intern); se propagă doar în cadrul mediilor solide, netraversându-le pe cele lichide. Mișcarea particulelor mediului de propagare are loc într-o direcție perpendiculară în plan vertical pe cea a direcției de propagare a undelor (mișcarea se urmărește pe axa Z), astfel încât acestea sunt **unde transversale**, considerate și **unde de forfecare**.

Undele seismice de volum se propagă în adâncime cu viteze diferite, în funcție de natura mediilor traversate și în acest sens, variabilitatea foarte mare a condițiilor de geneză și evoluție a rocilor străbătute face ca acestora să le fie atribuite intervale de variație și nu valori exacte ale vitezelor seismice (Tabelul V.1.).

În esență, rocile din constituția terestră prezintă un comportament elastic conform *Legii lui Hooke* (1676): deformarea unui material este proporțională cu mărimea forței care a determinat deformarea, în condițiile în care nu se depășesc limitele de elasticitate ale materialului respectiv. Odată cu depășirea acestor limite, materialul va răspunde fie printr-o curgere plastică ductilă, fie printr-o fracturare casantă, așa cum este cazul deplasărilor cauzate de cutremure. Comportamentul elastic al materialelor terestre poate fi descris de o serie de parametri, între care:

• **modulul de incompresibilitate (k)** (engl. *bulk modulus*) - este reprezentat de raportul dintre presiunea aplicată uniform unei unități de volum și modificarea relativă a acestui volum, adică este o măsură a gradului în care materialul poate fi comprimat;

• **modulul de rigiditate (μ)** (engl. *shear modulus* sau *rigidity modulus*) - este o măsură a rezistenței materialului la forfecare, adică, la modificarea formei, volumul rămânând constant; pentru lichide: $\mu = 0$ (nu au rigiditate), iar pentru materialele cu rezistență foarte mare: $\mu \to \infty$;

• **densitatea (ρ)** (engl. *density*) - masa unității de volum;

• **modulul lui Young (E)** (engl. *Young`s modulus* sau *stretch modulus*) - descrie comportamentul elastic liniar al unui material, raportând mărimea tensiunii distensive la deformarea proporțională rezultată;

• **coeficientul lui Poisson (σ)** (engl. *Poisson`s ratio*) - este raportul dintre extensia laterală a unei unități de volum supuse distensiunii și comprimarea (subțierea) rezultată în direcția perpendiculară pe direcția aplicării acesteia.

Tabelul V.1. Vitezele de propagare ale undelor seismice *P* și *S* în cadrul celor mai comune materiale terestre (km/s) (Philip *et al.*, 2007).

MATERIAL	Viteza undelor seismice *P* (km/s)	Viteza undelor seismice *S* (km/s)
Sol vegetal	0,3 – 0,7	0,1 – 0,3
Nisip uscat	0,4 – 1,2	0,1 – 0,5
Nisip saturat cu apă	1,5 – 2,0	0,4 – 0,6
Argile	1,1 – 2,5	0,2 – 0,8
Gresii	2,0 – 3,5	0,8 – 1,8
Marne	2,0 – 3,0	0,7 – 1,5
Calcare	3,5 – 6,0	2,0 – 3,3
Dolomite	3,5 – 6,5	1,9 – 3,6
Halit	4,5 – 5,5	2,5 – 3,1
Granite	4,5 – 6,0	2,5 – 3,3
Bazalte	5,0 – 6,0	2,4 – 2,8
Gnaise	4,4 – 5,2	2,7 – 3,2

Viteza de propagare a undelor seismice este dependentă de proprietățile fizice ale rocii pe care acestea le traversează, astfel încât, pentru undele *P* și *S* valorile vor fi determinate de ecuațiile:

$$V_P = \sqrt{\frac{\left(k+\frac{4\mu}{3}\right)}{\rho}} \text{ și } V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}, \text{ în care:}$$

V*p* - viteza undelor de compresiune *P*
V*s* - viteza undelor de forfecare *S*
k - modulul de incompresibilitate a rocii
μ - modulul de rigiditate a rocii
ρ - densitatea rocii.

Se poate observa că atunci când undele transversale *S* ajung în medii fluide (precum nucleul extern al Pământului), în ecuația vitezei de propagare V_S, din cauza lipsei rigidității acestor medii ($\mu = 0$) rezultă valori nule, undele netraversând aceste medii.

Luând în considerare această dependență a vitezelor de propagare a undelor seismice de proprietăți cu valori foarte diferite ale mediilor traversate, s-au tras următoarele concluzii generale:

• pentru același material, viteza undelor de forfecare (*S*) este întotdeauna mai redusă față de cea a undelor compresionale (*P*);

• cu cât un mediu este mai rigid, cu atât vitezele de propagare a undelor *P* și *S* vor fi mai ridicate;

• densitatea și incompresibilitatea rocilor cresc, în general, cu adâncimea;

• fluidele (lichidele și gazele) nu prezintă rigiditate (μ = 0) și prin urmare, nu permit propagarea undelor *S* ($V_S = 0$);

• pentru același material, viteza undelor compresive *P* este mai redusă în starea sa lichidă decât în cea solidă (viteză mai mică în apă față de gheață și în nucleul extern lichid față de nucleul intern solid).

Propagarea undelor seismice de volum se realizează în interiorul Pământului în același mod ca și propagarea undelor luminoase în medii cu caracteristici diferite, conform *Legii Snell - Descartes* (= unghiul de incidență este egal cu unghiul de reflexie, iar raportul sinusurilor unghiurilor de refracție și de incidență este echivalent cu raportul vitezelor de propagare din cele două medii cu caracteristici optice diferite). În Fig.V.6.A, se observă, ca și în cazul undelor optice, modul în care undele seismice sunt reflectate și refractate la nivelul suprafețelor de discontinuitate care separă cele două medii caracterizate de densitate, rigiditate, incompresibilitate și viteză seismică diferită.

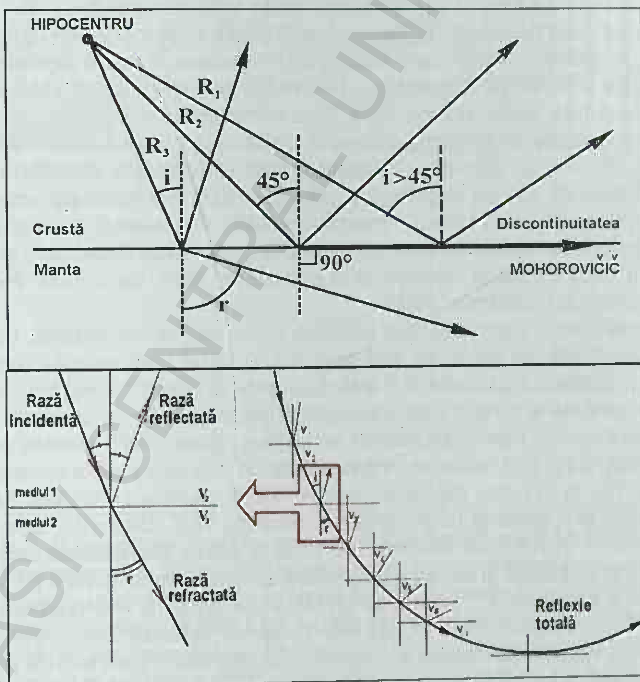


Fig.V.6. (**A**) Fenomene de reflexie și refracție ale undelor seismice, similare celor optice: R_1, R_2, R_3 - raze incidente; (**B**) ansamblu de refracții succesive ale undelor seismice, care conduc în final la reflexia totală a acestora (*USGS*, https://www.usgs.gov/).

Astfel, în funcție de unghiul de incidență la suprafața de discontinuitate (aici, Discontinuitatea Mohorovičič), undele seismice sunt reflectate total (R_1), se reflectă și se refractă după o traiectorie razantă (R_2), paralelă cu suprafața de discontinuitate, sau sunt reflectate și refractate după o traiectorie oblică (R_3). În acest mod, undele seismice care penetrează interiorul mantalei terestre, întâlnind în profunzime medii în care densitatea și viteza de propagare (și deci și impedanța acustică) sunt din ce în ce mai ridicate, au tendința să antreneze procese succesive de refracție.

Acest ansamblu de procese de refracție conferă traiectoriilor undelor seismice o alură curbă, antrenând reflexia totală (Fig.V. 6.B), la care însă se asociază și fenomenul de generare continuă a undelor seismice din fiecare punct al frontului de undă, considerat ca o nouă sursă, conform *Principiului lui Huygens*, având astfel loc și conversia undelor *P* în unde *S* și *vice-versa*.

Spre exemplu, considerând undele prime *P* generate în zona hipocentrului (H) seismului (Fig.V.7.), se observă că acestea se propagă din ce în ce mai profund în interiorul Pământului, urmărind mai multe traiectorii posibile:
(1) traiectoriile notate cu "*P*" desemnează fazele undelor directe (culoare magenta, brun, galben, oranj), care traversează mantaua fără a fi afectate de discontinuitățile interne ale Pământului. Dintre acestea, unda oranj este ultima și cea mai profundă undă posibil care străbate mantaua direct și, doar atingând *Discontinuitatea Gutenberg*, ajunge la distanța unghiulară D de 105° (începutul zonei de umbră seimică). În același timp, unda este refractată de acestă discontinuitate sub un unghi mare (datorat vitezei mai reduse a undei în nucleul extern lichid față de viteza din mantaua solidă), traversează nucleului extern (K), fiind din nou refractată la ieșire de către *Discontinuiatea Gutenberg* și, străbătând încă o dată mantaua, ajunge la suprafață la 183°, ca o fază secundară de adâncime, cu traiectoria "***PKP***".
(2) Următoarele unde seismice (culoare verde oliv, verde deschis, verde închis), cu o incidență din ce în ce mai profundă în zona hipocentrului (unghiul dintre undă și diametrul orizontal al Pământului este din ce în ce mai mic), suportă mai întâi o reflexie la nivelul *Discontinuității Gutenberg* (c), reprezentată de traseele deviate înapoi în manta ale fazelor secundare notate "***PcP***". Aceste unde suportă în același timp și o refracție, reprezentată de traseele care traversează nucleul extern (K) și din nou mantaua, notate "***PKP***", pentru ca în final să ajungă la suprafață la o distanță unghiulară mai mică de 183°. Dintre acestea, unda seismică verde închis este cea mai profundă și ultima din această categorie, care ajunge la suprafață la distanța unghiulară de 142° (limita finală a zonei de umbră seismică a undelor *P*), pentru ca următoarele unde, și mai profunde, care deja ating sau intersectează nucleul intern, să se refracte sub unghiuri mai mici (datorate vitezei mai ridicate a undelor în nucleul intern solid față de viteza redusă din nucleul extern lichid), ajungând astfel la suprafață la distanțe unghiulare mai mari, situate între 142° și 183°.
(3) Prin urmare, unda seismică de culoare kaki este cea care este tangentă suprafeței de discontinuitate dintre nucleul extern și cel intern și, fără să suporte

procese de reflexie, este refractată și ajunge la suprafață cu o traiectorie ***"PKP"***, situată între 142° și 183°.
(4) Undele seismice cele mai apropiate de orizontală (albastru) sunt cele care vor intersecta nucleul intern, suportând mai întâi o reflexie la nivelul *Discontinuității Lehmann* (i), reprezentată de traseul notat ***"PKiKP"*** și apoi refracții succesive pe traseul care traversează nucleul intern (I), nucleul extern (K) și mantaua, notat ***"PKIKP"***. În acest mod, rezultă între 105° și 142° o zonă de umbră seismică a undelor *P*, în care acestea nu ajung din cauza fenomenelor de refracție specifice mediilor cu impedanțe acustice diferite pe care le traversează. În mod similar, în cealaltă jumătate a globului față de hipocentrul cutremurului se desfășoară aceleași fenomene, rezultând astfel o zonă continuă de forma unei coroane circulare sferice situate de jur împrejurul Pământului, între 105° și 142° față de zona seismică epicentrală, care constituie **zona de umbră seismică a undelor *P* directe.**

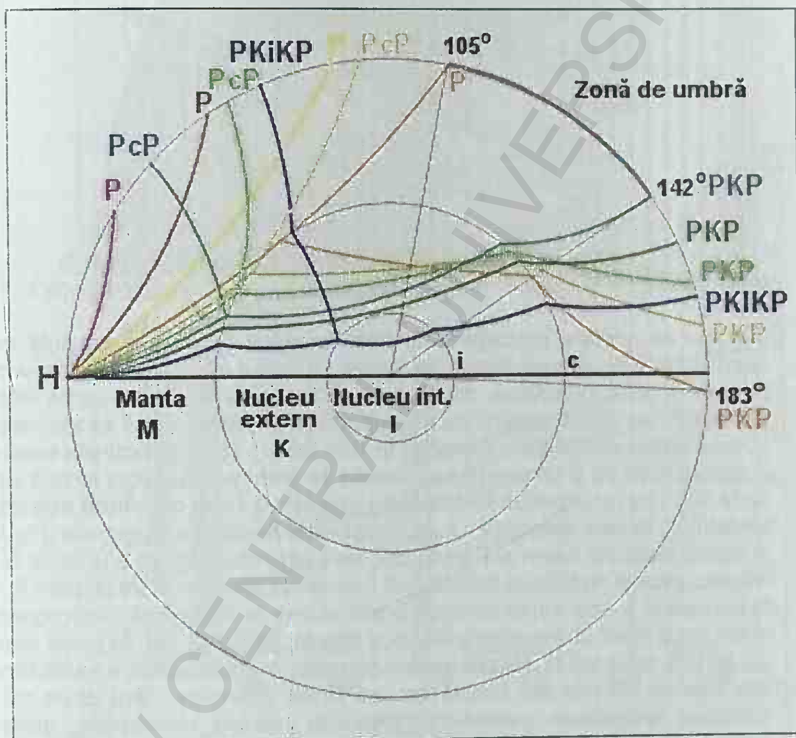


Fig.V.7. ***Propagarea undelor seismice P în interiorul Pământului***: **H** - hipocentrul seismului; **K** - nucleul extern, lichid (germ. *Kern* = miez, nucleu); **I** - nucleul intern, solid; **c** - reflexie la contactul dintre manta / nucleul extern (*Discontinuitatea Gutenberg*, 2.900 km); **i** - reflexie la contactul dintre nucleul extern / nucleul intern (*Discontinuitatea Lehmann*, 5.150 km); ***P*** - unde seismice directe, care traversează mantaua; ***PKP*** - unde seismice refractate prin nucleul extern, K; ***PcP*** - unde seismice reflectate de *Discontinuitatea Gutenberg*, c; ***PKiKP*** - unde seismice reflectate de *Discontinuitatea Lehmann*, i; ***PKIKP*** - unde seismice refractate prin nucleul intern, I (Le Bellour & Tersonnier, curs *on-line*); (http://gfzpublic.gfz-potsdam.de/pubman/).

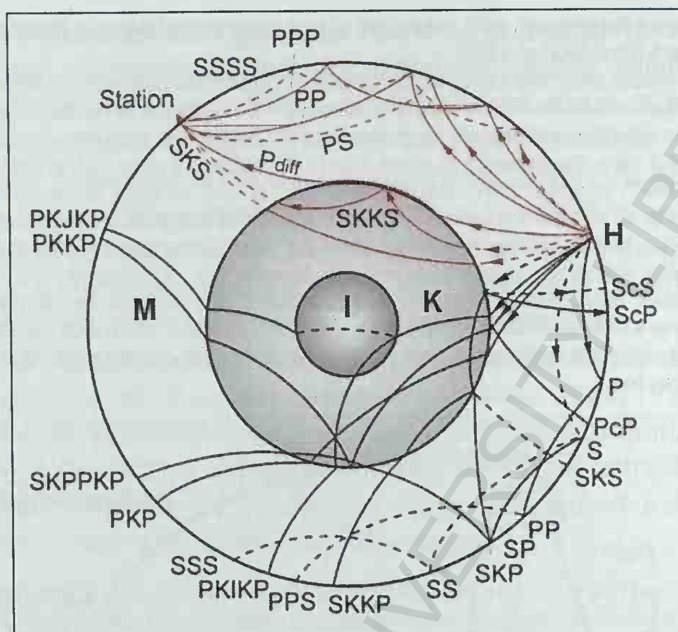


Fig.V.8. ***Propagarea undelor P*** (linii continui) și ***S*** (linii întrerupte), inclusiv conversia *P→S* și *S→P* (http://gfzpublic.gfz-potsdam.de/pubman/).

În ceea ce privește propagarea undelor seismice *S*, acestea prezintă trasee restricționate de imposibilitatea traversării nucleului extern lichid. Prin urmare, primele unde *S* propagate din hipocentru vor avea traiectorii curbe similare undelor *P*, iar ultima undă *S* care poate traversa mantaua fără să intersecteze nucleul extern va ajunge la suprafață la 105° față de zona epicentrului seismului, în același mod ca și undele prime. Dincolo de acest punct, calota sferică situată de la 105°, de jur împrejurul Pământului, reprezintă **zona de umbră seismică a undelor *S***, în care acestea nu sunt interceptate de către seismografe (Fig.III.7). În cadrul nucleului intern al Pământului, care este solid, traseele undelor *S* sunt reluate, datorită faptului că acestea pot fi generate prin conversia undelor *P*, care funcționează ca noi surse de unde odată ajunse la o interfață (discontinuitate) dintre două medii cu impedanțe acustice diferite. În Figura V.8. se poate observa că, de fapt, pe lângă fazele prezentate descriptiv mai sus, există o multitudine de alte posibile traiecte ale fazelor secundare de adâncime, care devin tot mai complexe pe măsura creșterii numărului de interfețe interceptate, generând procese de reflexie, refracție și conversie.

De menționat este faptul că în aceste figuri reprezentate la scara globului, nu este vizibilă distanța dintre hipocentru și epicentru și prin urmare nu sunt figurate traiectele fazelor care părăsesc hipocentrul deplasându-se ”în sus”, adică spre suprafață, în direcția epicentrului. În virtutea notației prezentate anterior, aceste faze de adâncime sunt denumite: ***pP***, ***sS*** (atunci când o undă *P* sau *S* este reflectată de suprafața liberă a Pământului, întorcându-se în interior), ***sP*** (atunci când o undă *S* suportă o conversie în undă *P* la aceeași suprafață) *etc.* Identificarea corectă pe seismogramă a timpilor de sosire a acestor faze care ajung la suprafață în apropierea epicentrului este utilizată în estimarea adâncimii de producere a cutremurului (hipocentrului).

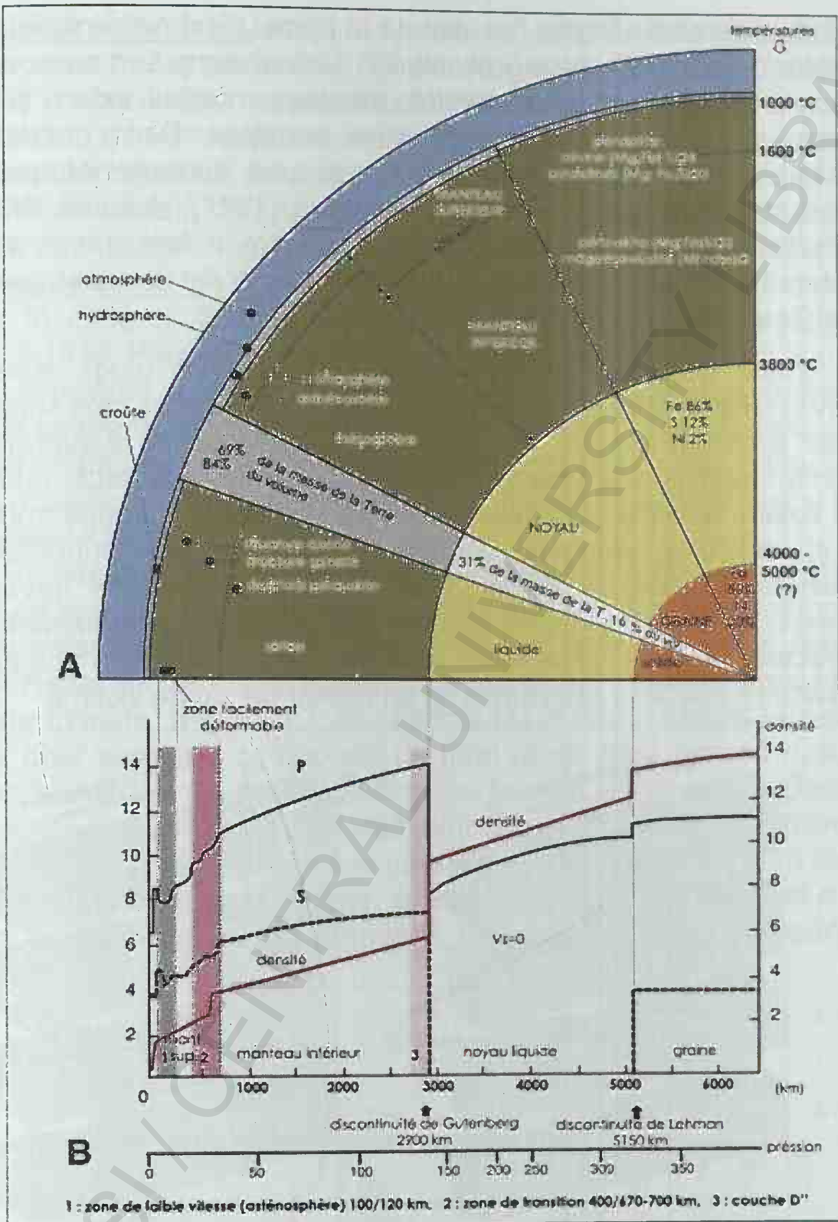


Fig.V.9. Modelul ***PREM*** (*Preliminary Reference Earth Model*) al structurii interne a Pământului (**A**), asociat cu structura sa seismică (**B**) (Pomerol *et al.*, 2011).

Așa cum s-a menționat și în *Capitolul III*, cunoașterea modului de generare și propagare a undelor seismice a avut ca primă consecință descifrarea structurii interne a Pământului. În acest sens,

datele seismice au scos în evidență în primul rând prezența suprafețelor de discontinuitate *Mohorovičič, Gutenberg* și *Lehmann*, care separă respectiv, crusta terestră, mantaua, nucleul extern și cel intern și ulterior, detalierea structurii acestora. Dintre modelele unitare asupra structurii interne a Pământului, îl menționăm pe cel realizat de către Dziewonski și Anderson (1981), denumit ***PREM*** (*Preliminary Reference Earth Model*) și care a fost completat și îmbunătățit ulterior, pe măsura accesării datelor din diverse domenii ale Geoștiințelor (Pomerol *et al.*, 2011) (Fig.V.9.).

V.3.2. UNDELE SEISMICE de SUPRAFAȚĂ (engl. *surface waves*) (Fig.V.10) sunt undele care se propagă doar în zona superficială a crustei terestre, situată în imediata apropiere a suprafeței Pămân-tului. Având viteze de deplasare mai reduse decât undele de volum, acestea sunt interceptate pe seismograme după undele *P* și undele *S*, ajungând ultimele. Undele seismice superficiale prezintă un caracter dispersiv în adâncime, neputând traversa planeta, iar amplitudinea lor ridicată face ca aceste unde să aibă un caracter puternic distructiv, cauzând cele mai mari pagube materiale, asociate frecvent și cu un număr ridicat de victime.

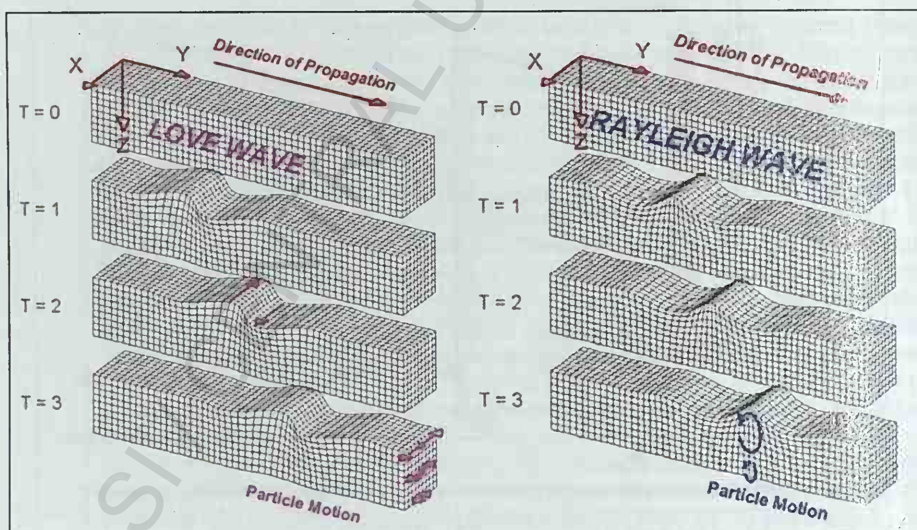


Fig.V.10. ***Undele seismice de suprafață***: (**A**) undele ***L*** (*Love*) și (**B**) undele *R* (*Rayleigh*) sunt unde dispersive (http://www.geo.mtu.edu/UPSeis/waves.html).

Undele seismice de suprafață sunt de două tipuri: unde *L* și unde *R*, denumite uneori în ansamblu unde lungi (engl. *long waves, L*), datorită lungimilor lor de undă mai ridicate.

• **Undele seismice *L*** (engl. *Love waves*) (Fig.V.10.A) - denumite în onoarea matematicianului britanic **Augustus E.H. Love** (1863-1940) - sunt undele seismice cele mai lente (V_L = 2,0-4,4 km/s, depinzând de frecvența de propagare a undelor), la care mișcarea particulelor mediului de propagare se realizează perpendicular în plan orizontal față de cea a direcției de propagare a undelor (mișcarea este laterală în plan orizontal și se urmărește pe axa *X*).

• **Undele seismice *R*** (engl. *Rayleigh waves*) (Fig.V.10.B) - denumite în onoarea fizicianului britanic **Sir John William Rayleigh** (1842-1919, Premiul Nobel pentru Fizică, în anul 1904) - sunt undele seismice cu viteză lentă (V_R = 2,0-4,4 km/s, depinzând de frecvența de propagare a undelor), la care mișcarea particulelor mediului de propagare se realizează în plan vertical față de cea a direcției de propagare a undelor (mișcarea este eliptică în plan vertical și se urmărește pe axa Z).

Propagarea undelor seismice generate de un seism este detectată cu ajutorul seismografelor și este înregistrată în mod automat pe o **seismogramă** (engl. *seismogram*), în ordinea ”sosirii” acestora. Astfel, pe *display*-ul marcat cu diviziuni reprezentând timpul de sosire (minute) (Fig.V.11.), se observă (1) în lipsa semnalului seismic, doar semnalul zgomotului de fond (engl. *back-ground noise*) constituit din vibrații de amplitudine foarte mică; (2) undele *P* sosesc primele pe seismogramă, iar intervalul de timp scurs până la sosirea undelor *S* (3) indică distanța la care s-a produs seismul; (4) în final sosesc și undele de suprafață, care se propagă pe traseul cel mai lung, situat în apropierea suprafeței, fără să pătrundă în adâncime.

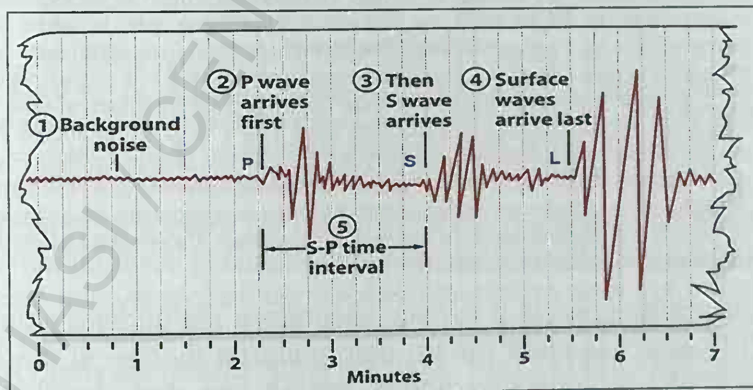


Fig.V.11. Exemplu de seismogramă (http://academic.brooklyn.cuny.edu/geology/grocha/plates/platetec19.htm).

Stațiile seismice moderne comportă trei seismografe, dintre care, două înregistrează mișcările orizontale direcționate după două axe perpendiculare (N-S și E-W, pe axele *X* și respectiv *Y*) și al treilea pe cele verticale (sus - jos, pe axa *Z*) (Fig.V.12.).



Fig.V.12. Seismograf modern (http://www.gettyimages.co.uk/detail/photo/seismograph).

Complexitatea structurii interne a Pământului face ca citirea înregistrărilor seismice să fie de asemenea, foarte complexă, atât din cauza multiplelor interfețe dintre entitățile geologice din adâncime, la nivelul cărora undele seismice se reflectă și se refractă succesiv, cât și a fenomenelor de conversie a undelor.

> În Fig.V.13, seismografele stației seismice din localitatea **Naña (NNA), Peru** (22 km est de Lima), au înregistrat undele seismice de volum și de suprafață ale cutremurului din **03.09.1998**, cu epicentrul situat spre sud, în largul coastei centrale chiliene, cu magnitudinea de 6,5. Primele două înregistrări sunt cele ale mișcărilor în plan orizontal, consemnate după axele E-W și N-S și prezintă undele *P*, *S* și undele de suprafață orizontale *L*, iar a treia înregistrare este cea a mișcărilor în plan vertical, consemnate după axa Z și prezintă undele *P*, *S* și undele de suprafață verticale *R*. Intervalul mare dintre sosirea undelor *P* și *S* se datorează distanței mari la care se află hipocentrul cutremurului (1993 km) față de stație și de asemenea, sosirii adiționale a fazelor secundare de adâncime ale undelor *P* și *S*, care au parcurs trasee mai complicate, determinate de fenomene de reflexie, refracție sau conversie *P* ↔ *S*.

Identificarea corectă a fazelor secundare ale undelor seismice (Fig.V.14) este esențială pentru determinarea locației și magnitudinii seismului și constituie practic partea cea mai complicată a interpretării seismogramelor, care, chiar dacă se realizează în mare parte automatizat, necesită în continuare asistența personalului

specializat în seismologie. Este evident faptul că, cu cât seismul se produce la distanță unghiulară mai mare față de stația seismică ce captează undele generate de acesta, cu atât seismograma va prezenta timpi de sosire mai lungi și va fi mai complexă, înregistrând faze secundare de adâncime generate de fenomene de reflexie, refracție și conversie la nivelul interfețelor reprezentate de: suprafața liberă a Pământului, suprafața liberă a oceanului, fundul oceanului, suprafața *Discontinuității Moho ș.a.m.d.*, iar în adâncime complexitatea crește și mai mult.

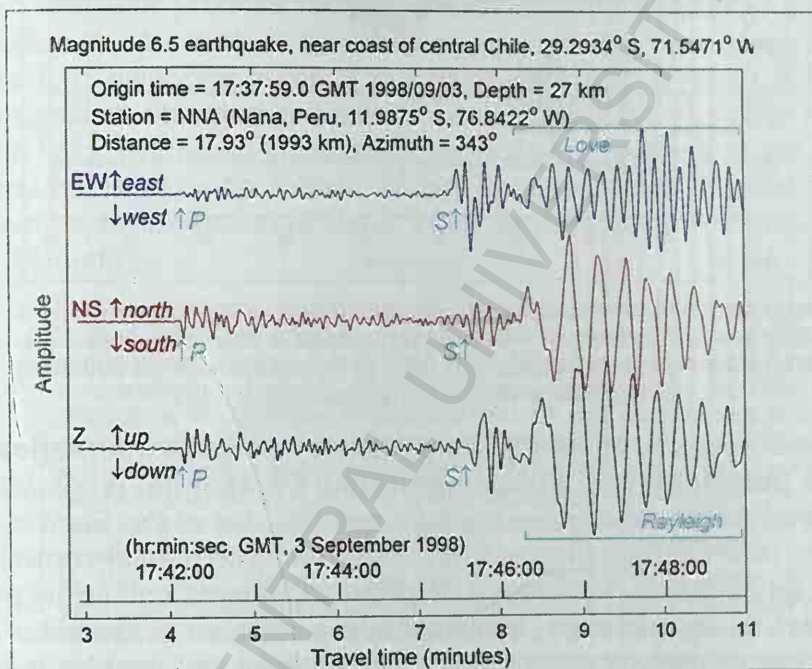


Fig.V.13 . Seismograme înregistrate de un complex de 3 seismografe, la stația seismică ***Naña (NNA)*** **(Peru)**, cu ocazia cutremurului din **03.09.1998**, cu epicentrul în largul coastei centrale chiliene (la 1993 km spre sud) (http://web.ics.purdue.edu/~braile/edumod/waves/WaveDemo.htm).

Importanța extrem de mare acordată hazardului seismic a impus o monitorizare și cuantificare precisă și continuă a fenomenelor seismice la nivel global, necesitând colectarea unor volume masive de date provenite din diverse zone de pe glob, furnizate de grupuri de cercetare din diferite state ale lumii. Prin urmare, obținerea unor date compatibile, care să poată fi analizate și prelucrate în comun, de la distanță, a necesitat cooperarea globală și agrearea unor proceduri operaționale și de formatare a datelor standardizate.

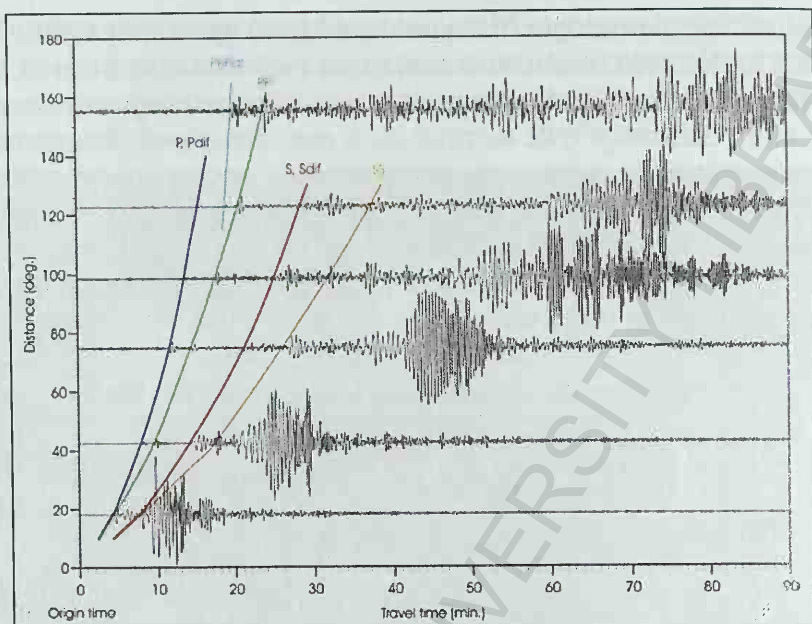


Fig.V.14. Identificarea fazelor secundare ale undelor seismice (sunt prezentate doar înregistrările verticale - Rayleigh) provenite de la seisme superficiale din ce în ce mai îndepărtate (situate între 18° și 157°), la stația seismică **Collmberg (CLL), Germania** (http://nmsop.gfz-potsdam.de/).

În acest sens, un rol important îl deține **Asociația Internațională de Seismologie și Fizica Interiorului Pământului** (engl. *International Association of Seismology and Physics of the Earth`s Interior, IASPEI*) (http://iaspei.org/), care, prin intermediul comisiilor sale, se ocupă de dezvoltarea cercetării în vederea optimizării proceselor de monitorizare, implementare a rețelelor și centrelor de achiziție și interpretare a datelor; promovarea progreselor metodelor și modelelor teoretice și experimentale, verificarea și validarea acestora; *upgrade* instrumental *etc*. De asemenea, o activitate importantă de cercetare în domeniul seismic are și **Centrul European de Geodinamică și Seismologie** (engl. *European Center for Geodynamics and Seismology*) (http://www.-ecgs.lu/), în cadrul căruia s-au derulat și programe privind zona seismică Vrancea, de la noi din țară (Oth *et al*., 2008; 2009).

V.4. CUANTIFICAREA FENOMENELOR SEISMICE

Încă din a doua jumătate a secolului XIX, s-a impus mai pregnant necesitatea cuantificării fenomenelor seismice, în vederea

comparării și clasificării acestora, pe baza unor standarde unanim acceptate. Din punct de vedere istoric, mai întâi s-a realizat aprecierea intensității macroseismice, deoarece aceasta nu necesita utilizarea unui echipament instrumental, iar ulterior s-a trecut la evaluarea magnitudinii seismice și a accelerației maxime a solului, ca parametri fizici calculați pe baza algoritmilor și funcțiilor caracteristice aplicate înregistrărilor seismografice și accelerografice.

V.4.1. Intensitatea macroseismică (engl. *macroseismic intensity*) reprezintă o măsură a severității unui cutremur, determinată pe baza efectelor produse asupra terenurilor, construcțiilor și a altor structuri și a percepțiilor și reacțiilor populației, animalelor *etc.* (fără a lua în considerare numărul victimelor - decedați și răniți). Bazată în esență pe aprecieri subiective și nu pe monitorizarea unor parametri fizici, evaluarea intensității macroseismice se realizează conform unei scări de tip calitativ în care sunt clasificate evenimentele seismice, de la cele foarte slabe, imperceptibile, până la cele extrem de distructive.

Deși au existat scări de determinare a intensității seismice încă din secolul XVIII, în Italia, astăzi se consideră că prima scară de acest tip a fost realizată de matematicianul german **P.N.C. Egen** (1793-1849) în anul 1828 și era o scară cu șase grade de intensitate, utilizată pentru aprecierea nivelului pagubelor materiale induse de cutremure. Prima scară seismică științifică recunoscută internațional a fost realizată de către seismologul italian **Michele de Rossi** (1834-1898) și omul de știință elvețian **François Forel** (1841-1912), în anul 1883 - cunoscută drept scara **de ROSSI - FOREL** și avea zece grade de intensitate (I-X), iar pe baza acesteia, vulcanologul italian **Giuseppe Mercalli** (1850-1914) (Fig.V.15.A) a realizat în anul 1897 scara care îi poartă numele, scara **MERCALLI**.
În 1904, scara Mercalli a fost extinsă la douăsprezece grade de către geofizicianul italian **Adolfo Cancani** (1856-1904), iar ulterior a fost regândită de către geofizicianul german **August H. Sieberg** (1875-1945), devenind baza de pornire a tuturor scărilor macroseismice moderne cu douăsprezece grade (Sieberg, 1912). O versiune ulterioară a acesteia, cunoscută drept scara **MERCALLI - CANCANI - SIEBERG (MCS)** (Sieberg, 1932) este utilizată și astăzi, în special în sudul Europei.
Peste ocean, o altă versiune a scării Mercalli - Cancani, realizată de Sieberg (1923) a fost tradusă în limba engleză și modificată de către seismologii americani **Harry O. Wood și Frank Neumann** de la Laboratorul Seismologic din Passadena (S.U.A.), fiind denumită impropriu **MODIFIED MERCALLI SCALE (MM)** (engl. scara Mercalli Modificată). Această scară a fost, la rândul său, modificată în anul 1956 de către seismologul american **Charles F. Richter** (1900-1985), cel care introdusese anterior scara magnitudinii seismice (Fig.V.15.C), fiind cunoscută sub numele de **MODIFIED MERCALLI SCALE 1956 (MM 56)**, în ciuda faptului că nu mai avea decât foarte puține aspecte în comun cu scara originală a lui Mercalli; a fost publicată doi ani mai târziu (Richter, 1958), iar aceste două scări modificate sunt utilizate și în prezent în S.U.A. Începând din anii `60 a început să intre în uz în Europa scara **MEDVEDEV -**

SPONHEUER - KARNIK (MSK), realizată pe baza scărilor macroseismice anterioare și a cercetărilor realizate în U.R.S.S. și Europa de Est (Medvedev, 1962; Sponheuer & Karnik, 1964).
Din anii `90, Comisia Seismologică Europeană și Centrul European de Geodinamică și Seismologie au întreprins o revizuire a scării MSK, rezultând o scară foarte elaborată și complexă, care introduce, între altele și valori precise ale accelerației maxime a solului pentru fiecare dintre nivelurile de macroseismicitate - este denumită **EUROPEAN MACROSEISMIC SCALE 98 (EMS-98)** (Grünthal, 1998) și a început să fie adoptată în Europa și în afara ei, înlocuind progresiv scara Mercalli - MSK.
În Japonia se utilizează în mod tradițional o scară emisă de Agenția Japoneză de Meteorologie (engl. *Japan Meteorological Agency, JMA*), denumită **JMA SHINDO**, realizată pe baza studiilor seismologului japonez **Fusakichi Omori** (1868-1923) (Fig.V.15.B) și structurată în șapte niveluri de intensitate; această scară este utilizată și în Taiwan.



Fig.V.15. (**A**) Vulcanologul și seismologul italian ***GIUSEPPE MERCALLI*** (1850-1914); (**B**) Seismologul japonez ***FUSAKICHI OMORI*** (1868-1923); (**C**) Seismologul american ***CHARLES F. RICHTER*** (1900-1985).

În prezent încă este larg utilizată o scară de intensitate macroseimică care cumulează elemente din scările Mercalli - MSK (și care este prezentată frecvent în *media* drept scara Mercalli). Această scară prezintă douăsprezece niveluri de intensitate macroseismică (I-XII), prezentate pe scurt în Tabelul V.2.

De menționat este faptul că în a doua jumătate a secolului XX, odată cu dezvoltarea monitorizării instrumentale și prelucrării computerizate a datelor, s-a înregistrat un declin atât al interesului științific, cât și a celui public manifestat pentru investigarea macroseismică, severitatea cutremurelor fiind aproape exclusiv apreciată prin intermediul scării cantitative a magnitudinii.

Tabelul V.2. Gradele de intensitate macroseismică ale scărilor Mercalli - MSK (după Pomerol *et al.*, 2011 și Toma-Dănilă, 2014).

I	**Seism imperceptibil** (engl. *not perceptible*). Înregistrat doar de seismografe (instrumental). Nu generează pagube materiale.
II	**Seism foarte slab** (engl. *hardly perceptible*). Perceput foarte rar de persoane în repaus. Nu generează pagube materiale.
III	**Seism slab** (engl. *weak*). Resimțit de persoane aflate în interior. Nu generează pagube materiale.
IV	**Seism moderat** (engl. *largely observed*). Resimțit de multe persoane în interior, la exterior puțin perceptibil. Vibrații moderate. Oscilații ușoare ale obiectelor suspendate.
V	**Seism destul de puternic** (engl. *fairly strong*). Resimțit de majoritatea populației. Vibrații mai puternice. Oscilații puternice ale obiectelor suspendate. Obiectele instabile se răstoarnă. Degradări ușoare ale structurilor slab executate.
VI	**Seism puternic** (engl. *strong*). Resimțit de toată populația. Mobila se deplasează. Cad bucăți de tencuială, avarii la structurile slab executate. Ușile și ferestrele se pot deschide, la unele sticla vibrează și se sparge.
VII	**Seism foarte puternic** (engl. *very strong*). Produce panică, populația părăsește locuințele. Avarii la structurile de rezistență, se prăbușesc coșurile de fum și clădirile vechi. Ușoare alunecări de teren.
VIII	**Seism distrugător** (engl. *destructive*). Oamenii nu-și pot păstra echilibrul în mers. Avarii importante la structurile proiectate seismic. Fisuri în terenurile slab consolidate.
IX	**Seism violent** (engl. *violent*). Panică generală, oamenii sunt aruncați la pământ. Colaps al clădirilor slab executate. Conductele subterane sunt parțial distruse. Alunecări de teren și fracturi răspândite.
X	**Seism devastator** (engl. *devastating*). Construcțiile se prăbușesc parțial sau în totalitate. Alunecări de teren masive. Baraje distruse, inundații masive. *Tsunami.*
XI	**Seism extrem** (engl. *extreme*). Majoritatea clădirilor sunt distruse. Șinele de cale ferată sunt deformate. Fracturi masive în teren. *Tsunami.*
XII	**Seism catastrofal** (engl. *catastrophic*). Toate clădirile și structurile de suprafață și subterane sunt distruse total. Topografia este modificată major. Devieri ale cursurilor apelor. *Tsunami.*

Această situație provine în general din faptul că un studiu macroseismic bazat pe conversia informației descriptive într-o scară

numerică de intensități este supus atât de mult condițiilor subiective, încât, în primul rând este considerat un demers imprecis și în al doilea rând, diferențele semnificative înregistrate uneori între diferite grupuri de lucru rezultă a fi ireconciliabile.

> Totuși, două direcții importante de utilizare a intensității macroseismice sunt reprezentate de cercetările privind evaluarea seismicității istorice și stabilirea vulnerabilității și hazardului seismic.
> Astfel, pentru calibrarea studiilor privind cutremurele istorice, petrecute în etape istorice anterioare monitorizării instrumentale științifice, se utilizează datele cunoscute din epocă privind starea construcțiilor și structurilor antropice (avarii, distrugeri parțiale, prăbușiri *etc.* ale construcțiilor robuste), comportamentul uman (panică, părăsirea clădirilor, dificultate în menținerea echilibrului *etc.*), alunecări de teren, inundații și alte fenomene neobișnuite asociate evenimentelor seismice respective.
> De exemplu, evaluarea gradului de intensitate a cutremurului de la noi din țară, din anul 1471, din timpul domniei lui Ștefan del Mare (1457-1504), s-a realizat pe baza acestui tip de date extrase din cronicile vremii (Pag. 259 și Tabelul V.4.), care au consemnat prăbușirea parțială a Turnului Nebuisei din Cetatea Sucevei, panica mercenarilor nemți care au sărit pe ferestre *etc.* - rezultând o intensitate macroseismică apreciată la o valoare în jur de VIII-IX, ceea ce ar fi echivalent unei magnitudini de cca. 7.5 grade (Richter) (Constantinescu & Mârza, 1980).

V.4.2. Magnitudinea seismică (engl. *seismic magnitude*) constituie o măsură a forței unui cutremur de pământ, reprezentând cantitatea de energie elastică eliberată în zona hipocentrului de către evenimentul seismic respectiv. Magnitudinea este, deci, o mărime cantitativă, determinată pe baza măsurării amplitudinii undelor seismice înregistrate pe seismograme la diferite stații seismice. Odată cu perfecționarea seismografelor în prima jumătate a secolului XX, obținerea unor seismograme din ce în ce mai complexe a făcut posibilă evaluarea cu mai mare acuratețe a valorii energiei eliberate de un seism și edificarea unei scări matematice, obiective, care să descrie cutremurul prin caracteristicile proprii și nu prin efectele sale - cum este cazul scărilor de intensitate macroseismică. Având în vedere că energia radiată de cutremure poate avea valori extinse într-un interval foarte larg, s-a considerat oportună convertirea acesteia într-o scară logaritmică și prin urmare, toate scările de magnitudine seismică aflate astăzi în uz sunt scări logaritmice (de exemplu, pe scara logaritmică, o magnitudine de grad 8 este de 10 ori mai mare decât magnitudinea de grad 7, iar energia eliberată este de 31,6 ori mai mare).

4.2.1. Scara de magnitudine RICHTER (engl. *Richter scale*) a fost realizată în anul 1935 de către seismologii americani Charles F. Richter și Beno Gutenberg, de la Institutul de Tehnologie din Pas-

sadena, California (engl. *California Institute of Technology, Caltech*), S.U.A. Pornind de la un studiu realizat în 1931 de către seismologul japonez Kiyoo Wadati asupra cutremurelor petrecute în Honshu (Japonia), în intervalul 1923-1927, Richter a realizat un model similar, care a stat la baza creării primei scări logaritmice de magnitudine seismică (Richter, 1935) (Fig.V.16). Conceptul acestei scări rezidă în faptul că mărimea cutremurului este reflectată de amplitudinea undelor seismice înregistrate, cu condiția aplicării unor corecții privind diminuarea amplitudinii cu distanța, cauzată de împrăștierea geometrică și atenuarea acestor unde. Prin urmare, scările de magnitudine seismică se bazează în general pe o ecuație de forma:

$$M = \log_{10}(A/T) + F(h, \Delta) + C$$, în care:

A - amplitudinea undelor seismice (microni)
T - perioada dominantă a semnalului (secunde)
F - un factor de corecție pentru variația amplitudinii
h - adâncimea hipocentrului (kilometri)
Δ - distanța unghiulară față de seismograf (grade arc de cerc)
C - un factor regional de corecție.

Scara de magnitudine realizată de Richter exprima magnitudinea seismică, ca logaritm al amplitudinii maxime a primelor unde seismice înregistrate de un seismograf de torsiune standard, marca *Wood - Anderson* de 12 Hz, situat la 100 km de epicentru, iar o serie de tabele realizate empiric aduceau corecțiile necesare diferențelor de distanță. Construită la origine pentru seismele din California, care au hipocentrul situat la o adâncime de maximum 30 km și o dezvoltare locală, acestă scară este considerată o scară de **magnitudine locală (M_L)**, calculată cu formula generală:

$$M_L = \log_{10}(A) + 2{,}76 \log_{10}(\Delta) - 2{,}48$$, în care:

A - amplitudinea undelor seismice (microni)
Δ - distanța unghiulară fată de seismograf (grade arc de cerc).

Conceptul magnitudinii locale a fost extins ulterior pentru seismele aflate la distanțe mari de stațiile seismice (teleseisme) și toate scările de magnitudine realizate de la Richter și până în prezent se bazează pe acesta. Astfel, pentru seismele ale căror unde străbat Pământul, s-au dezvoltat două scări de magnitudine specifice undelor de volum (m_b) și undelor de suprafață (M_S) (Gutenberg, 1945 b, c; Gutenberg & Richter, 1945; 1956).

Bulletin of the Seismological Society of America

VOL. 25 JANUARY, 1935 No. 1

AN INSTRUMENTAL EARTHQUAKE MAGNITUDE SCALE*

BY CHARLES F. RICHTER

In the course of historical or statistical study of earthquakes in any given region it is frequently desirable to have a scale for rating these shocks in terms of their original energy, independently of the effects which may be produced at any particular point of observation. On the suggestion of Mr. H. O. Wood, it is here proposed to refer to such a scale as a "magnitude" scale. This terminology is offered in distinction from the name "intensity" scale, now in general use for such scales as the Rossi-Forel and Mercalli-Cancani scales, which refer primarily to the local intensity of shock manifestation.

Fig.V.16. Fragment al lucrării "*O scară instrumentală de magnitudine seismică*" (engl. *An Instrumental Earthquake Magnitude Scale*), publicată în 1935, în care ***Charles F. Richter*** prezintă conceptul scării de magnitudini seismice calculate, care îi poartă numele.

4.2.2. Scara de magnitudine a undelor de volum (m_b) (engl. *body wave magnitude scale*, m_b) se calculează utilizând prima porțiune a trenului de unde de volum de pe seismogramă, cel mai frecvent reprezentat de undele *P*, cu ajutorul formulei standard:

$$m_b = \log_{10}(A/T) + Q(h, \Delta)$$, în care:

A - amplitudinea undelor (microni),
T - perioada (secunde),
Q - termen empiric depinzând de distanță și adâncime
Δ - distanța unghiulară (grade arc de cerc)
h - adâncimea hipocentrului (km).

4.2.3. Scara de magnitudine a undelor de suprafață (M_S) (engl. *surface wave magnitude scale*, M_S) se calculează utilizând porțiunea trenului de unde de suprafață Rayleigh de pe seismogramă, cu o perioadă de 18-22 secunde, cu ajutorul formulei standard:

$$M_S = \log_{10}(A/T)_{max} + 1{,}66 \log_{10}(\Delta) + 3{,}30$$, în care:

A - amplitudinea undelor seismice (microni)
Δ - distanța unghiulară fată de seismograf (grade arc de cerc).

Există diverse variante ale acestor două formule, care iau în considerare și efectele specifice anumitor zone geografice, dar în principiu, aceste scări nu coincid întotdeauna: pentru seismele de magnitudine mică, $m_b > M_S$, iar pentru cele cu magnitudine mare este invers. Important este că în ansamblu, cele două scări au tendința să subestimeze magnitudinea seismelor foarte puternice (fenomenul se numește ”*saturare*”), a căror amploare este mai bine caracterizată de conceptul mai recent, al magnitudinii momentului seismic M_W.

4.2.4. Scara de magnitudine a momentului seismic (M_W) (engl. *seismic moment magnitude scale* sau *moment magnitude scale*, M_W) este un concept dezvoltat la sfârșitul anilor `70 ai secolului XX, în special după cutremurele devastatoare care au avut loc în anul 1976 (Guatemala, M = 7,5; victime: 23.000; Italia: M = 6,5; victime: 1000; China, M = 7,5; victime: 225.000 și altele) (Kanamori & Anderson, 1975; Kanamori, 1977; 1978). Pentru seismele foarte puternice, magnitudinea momentului seismic furnizează cea mai precisă estimare a mărimii acestora, deoarece, făcând apel la sensul termenului ”*moment*” din fizică (= produsul dintre o mărime fizică - în cazul acesta, o forță - și distanța față de un sistem de referință), indică poziționarea și geometria elementului tectonic (cel mai frecvent, o falie) implicat în evenimentul seismic.

Mai exact, **momentul seismic M_0** este asociat parametrilor fundamentali ai procesului de faliere: orientarea faliei, direcția de deplasare a faliei, mărimea medie a deplasării pe falie (săritura faliei). Acești parametri sunt determinați din analiza undelor seismice înregistrate pe seismograme: diferitele forme și direcții de deplasare a undelor înregistrate la diferite distanțe și azimuturi de epicentru sunt utilizate pentru evaluarea geometriei faliei; această evaluare poate să conțină și date geologice cunoscute din teren, privind geometria faliilor cu potențial seismic. Practic, rețelele seismice regionale foarte dense permit astăzi ”vizualizarea” progresiei rupturii pe planul de falie, pornind de la un fenomen de nucleație, propagat apoi în cascadă, din aproape în aproape. Se determină astfel orientarea și lungimea planului de falie activ (Fig.V.17). Acest fenomen explică faptul că seismele puternice sunt acompaniate de multiple replici, odată cu care are loc reajustarea tectonică a panourilor faliei respective, progresiv, de-a lungul acesteia. Momentul seismic M_0 se calculează cu ajutorul formulei generale:

$$M_0 = \mu S d$$, în care:

μ - modulul de rigiditate al rocilor,
S - suprafața faliei implicate,
d - distanța de deplasare pe falie.

Magnitudinea momentului seismic M_W se calculează pe baza momentului seismic M_0, cu formula generală:

$$M_W = 2/3 \log_{10}(M_0) - 10,73.$$

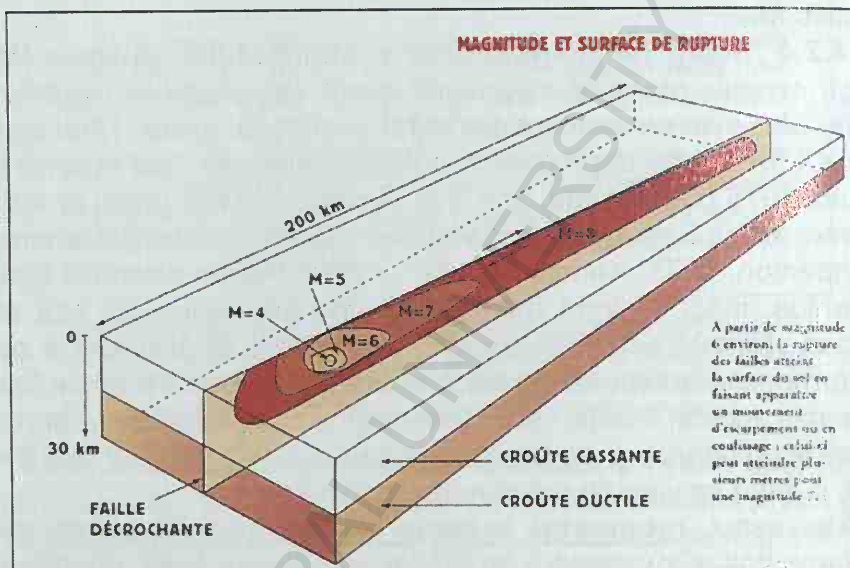


Fig.V.17. ***Momentul seismic (M_0)***: bloc-diagramă a unei falii de decroșare, de-a lungul căreia are loc o deplasare rupturală, care generează un seism. Contururile închise indică mărimea suprafețelor de ruptură de pe falie, implicate în procesul ruptural: suprafață mică pentru seismul cu magnitudine 4 și progresiv mai mare pentru seismele cu magnitudini superioare (Pomerol *et al.*, 2011).

În prezent, scara de magnitudine a momentului seismic a devenit scara cea mai utilizată internațional pentru evaluarea forței seismelor foarte puternice. Însă, estimarea momentului seismic M_0 și implicit a magnitudinii momentului seismic M_W necesită o infrastructură și o analiză mult mai elaborată a seismogramelor decât calculul magnitudinii undelor de volum m_b sau a magnitudinii undelor de suprafață M_S. În acest sens, programe computerizate semiautomate precum ***Harvard CMT Project*** sau ***Global CMT*** (http://www.globalcmt.org/) - acesta din urmă operat de Lamont Doherty Earth Observatory, de la Columbia University, S.U.A., sau variante

ale acestora, sunt utilizate în lumea întreagă pentru cuantificarea magnitudinii seismice și a calculării soluțiilor matematice optime.

V.4.3. Accelerația maximă a solului (engl. *peak ground acceleration, PGA*) constituie un alt parametru de bază considerat în analiza evenimentelor seismice, oferind o măsură a intensității seismice instrumentale, înregistrate de un dispozitiv numit accelerograf.

Accelerația în sine fiind o rată a modificării vitezei unui obiect (măsurată în *m/s²* sau *cm/s²*), accelerația maximă a solului reprezintă, deci, amplitudinea maximă a vitezei de mișcare a solului în timpul unui seism și care este înregistrată în cadrul unui *display* numit accelerogramă. Ca și în cazul seismografelor, accelerografele măsoară trei componente ale mișcării: două orientate pe orizontală - nord-sud și est-vest - și una orientată pe verticală. Frecvent, valorile accelerației maxime a solului sunt exprimate în funcție de *accelerația gravitațională* (g = 9,81 m/s² sau 981 cm/s²), ca procentaj sau decimale ale acesteia (de exemplu: 0,18g; 1,7g *etc.*).

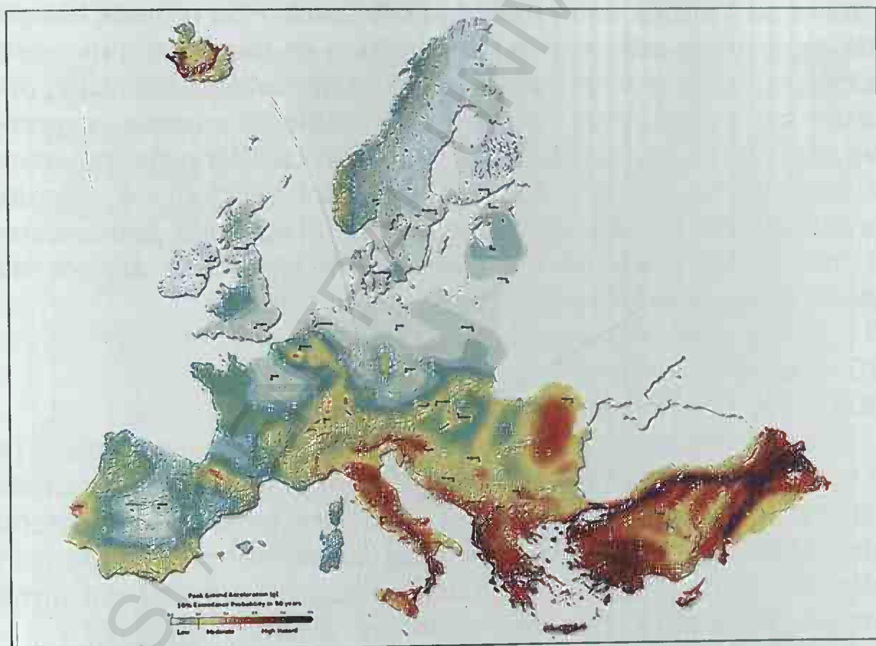


Fig.V.18. Harta hazardului seismic în *EUROPA* (și Asia Mică), în care datele de accelerație maximă a solului, exprimate ca fracțiuni ale accelerației gravitaționale (g) indică, cu o probabilitate de depășire de 10 % în următorii 50 de ani, producerea seismelor în zonele cu potențial seismic important de-a lungul traiectului compresiv Neotethysian (Italia, Croația, Macedonia, Grecia, Cipru, România, Bulgaria, Turcia) și a dorsalei medio-atlantice (Islanda) (https://www.ethz.ch/en/seismic-hazard-map.html).

Datele de accelerație maximă a solului sunt utilizate în realizarea hărților de hazard seismic (Fig.V.18), în cadrul cărora sunt identificate zonele în care, cu o probabilitate calculată, seismele ar putea depăși valori critice care devin periculoase pentru construcții și alte structuri antropice. Prin urmare, parametrul accelerației maxime este utilizat în ingineria seismică pentru proiectarea paraseismică a acestor structuri (clădiri publice și private, baraje, căi ferate, poduri, viaducte, porturi, instalații industriale *etc.*), cu scopul de a le conferi o rezistență cât mai bună la nivelurile de intensitate seismică preconizate.

V.4.4. Adâncimea hipocentrului (engl. *focal depth*) constituie, de asemenea, o caracteristică importantă a unui seism, determinată pe baza datelor seismice și geologice ale acestuia. Adâncimea hipocentrului unui seism poate fi situată într-un interval extins din imediata apropiere a suprafeței și până la aproximativ 670-700 km - reprezentând grosimile însumate ale crustei, mantalei superioare și zonei de tranziție către mantaua inferioară. Prin urmare, acesta este registrul de adâncimi în cadrul căruia se derulează procesele tectonicii globale (interacțiune litosferă - astenosferă), implicând deplasări ale tronsoanelor litosferice, antrenate în procese compresive, distensive, sau de alunecare paralelă. La adâncime mai mare de aproximativ 700 km, temperaturile sunt suficient de ridicate, pentru ca rocile mantalei să fi depășit stadiul casant și prin urmare, nu mai au loc fracturări ale acestora. În funcție de adâncimea hipocentrului, seismele sunt grupate în trei categorii:

• 0 – 70 km → seisme superficiale
• 70 – 300 km → seisme intermediare
• 300 – 700 km → seisme profunde.

Această divizare arată că seismele cu hipocentrul superficial (< 70 km) au loc în interiorul crustei / litosferei, în timp ce adâncimile mai mari ale focarelor (> 70 km) sunt caracteristice fie litosferei subcrustale, fie tronsoanelor de plăci litosferice care coboară în astenosferă, în zonele de subducție; frecvent, acestea din urmă sunt grupate toate în categoria seismelor ”adânci”.

Adâncimea hipocentrului seismic se calculează pe baza amplitudinilor de pe seismogramă ale fazelor adânci ale undelor seismice *pP* și *sP*, reflectate către suprafață, în zona epicentrului, utilizând date ale curbelor caracteristice diferitelor distanțe unghiulare ale stațiilor seismice față de epicentru. La începutul secolului XX, se

considera că toate cutremurele erau superficiale, dar în anul 1922, seismologul britanic **Herbert H. Turner** (1861-1930) a introdus ideea focarelor adânci, a căror exis-tență a fost ulterior demonstrată de către seismologii Kiyoo Wadati și Hugo Benioff, ca fiind asociată planului înclinat de subducție, denumit *Wadati-Benioff*, în onoarea acestora.

Seismele cu focare adânci generează unde seismice de supra-față minime, ceea ce se poate observa imediat din amplitudinea moderată a undelor *Rayleigh* de pe seismogramă. Acest fapt se tra-duce la suprafață printr-o reverberare mult redusă a undelor super-ficiale cu potențial distructiv, rezultând, în general un hazard seismic mai redus, cel puțin în teorie.

Seismele intermediare - spre - superficiale sunt practic cele care favorizează transmiterea undelor de suprafață cu amplitudine mare și care determină o reverberare extinsă a acestora, manifestată prin existența zonelor largi de intensitate macroseismică ridicată (Fig.V.19).

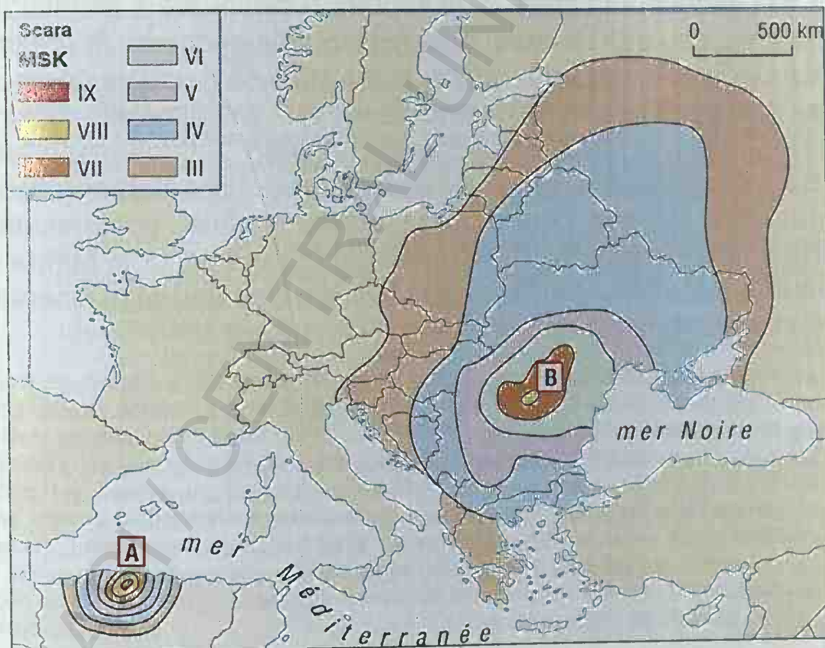


Fig.V.19. Intensitatea macroseismică și efectele cutremurelor în funcție de adâncime: seismul din *VRANCEA* (1977; $M_W = 7.4$; adâncime: 107 km) a generat zone de intensitate macroseismică ridicată extinse pe mii de km, iar seismul din *EL-ASNAM, Algeria* (1980; $M_W = 7.3$; adâncime: 10 km) (crustal) prezintă doar o extindere locală a acestora (Lambert, 1997).

Comparativ cu acestea, seismele foarte superficiale (crustale) au doar o extindere macroseismică limitată datorită atenuării rapide a undelor seismice, însă pot avea efecte distructive în zona epicentrului, chiar la magnitudini medii (*M* = 5-6) (Fig.V.19).

Trebuie menționat, însă, că alături de caracteristicile intrinseci ale seismului, precum magnitudinea, accelerația solului, adâncimea focarului și durata seismului, ***un rol foarte important îl deține factorul geologic, reprezentat de natura rocilor și solului din zona respectivă***. În acest sens, în regiunile în care la nivelul de implantare a construcțiilor și în zona subiacentă există *material neconsolidat* (soluri aluviale, nisipuri, argile nisipoase *etc.*), acest fapt constituie un factor agravant, conducând la o amplificare a undelor de suprafață, cu consecințe negative pentru structurile antropice.

V.4.5. Mecanismul focarului (engl. *focal mechanism*), numit și ***soluția* mecanismului de focar** se referă la determinarea și reprezentarea grafică a tipului de deformare tectonică produsă în zona sursei și care generează undele seismice. Modelul de propagare sferică a undelor seismice, care suportă o diminuare a amplitudinii cu distanța, cauzată de atenuarea și dispersia geometrică, prezintă de asemenea și o dependență de unghiul sub care undele părăsesc sursa. Astfel, se observă că pentru undele *P*, amplitudinile maxime ale compresiunii și dilatării sunt orientate la 45° față de planul unei falii de decroșare, de exemplu. În cadrul proiecțiilor stereografice și diagramelor utilizate pentru reprezentare grafică, compresiunile (reprezentate de tensiuni) sunt orientate către exterior și notate cu semnul (+), iar dilatațiile (reprezentate de presiuni) sunt orientate către interior și notate cu semnul (-) (Fig.V.20.A).

Pentru determinarea mecanismului focal, se imaginează focarul seismului (hipocentrul) ca fiind centrul unei sfere, reprezentând Pământul, iar din acest centru undele seismice pornesc în toate direcțiile, fiind captate la diferite stații de pe glob, reprezentate pentru simplificare pe suprafața semi-sferei inferioare (Fig.V.20.B). Proiecțiile acestor stații se marchează cu semnul (+) pentru compresiune și cu (-) pentru dilatație, în funcție de caracteristicile undelor seismice sosite pe seismogramele stațiilor respective (polaritate, azimut, distanță unghiulară, adâncimea hipocentrului *etc.*). Unind punctele cu același semn, se obțin pe sfera focală sectoare de compresiune (marcate convențional cu negru sau altă culoare), adiacente sectoarelor de dilatație (marcate cu alb) și separate de acestea prin două linii care reprezintă planele nodale. Unul dintre aceste două plane reprezintă planul de falie propriu-zis, iar celălalt constituie un plan auxiliar – problema este că algoritmii de calcul și proiecție nu oferă o soluție unică în favoarea unuia dintre cele două plane, astfel încât, planul real este precizat cu ajutorul datelor de teren cunoscute.

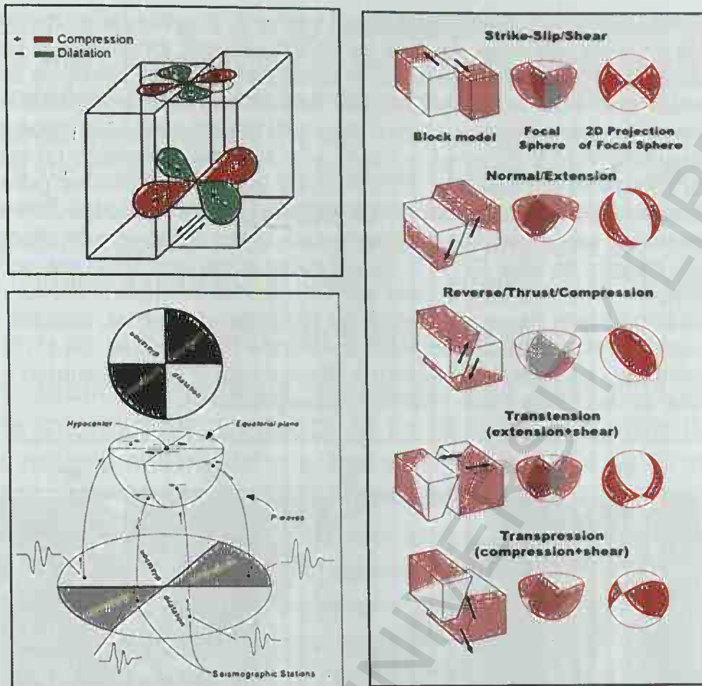


Fig.V.20. (**A**) Diagrama "lobilor" compresiunilor și dilatațiilor undelor seismice *P* în cazul unei falii de decroșare; (**B**) Reprezentarea semi-sferei focale și a proiecției 2D a mecanismului de focar pentru o falie de decroșare; (**C**) Reprezentarea în bloc-diagramă a tipurilor principale de falii, a semi-sferelor focale și a mecanismelor focale corespunzătoare (http://nmsop.gfz-potsdam.de/).

În Fig.V.20.C, sunt prezentate cele trei tipuri principale de falii pentru care se calculează soluții ale mecanismului focal: falie de decroșare, falie normală și falie inversă, precum și două combinații ale acestora. (1) **Falia de decroșare** - în a cărei diagramă cele două plane nodale sunt verticale și perpendiculare între ele (în exemplul din figură, acestea sunt direcționate NW-SE și NE-SW), delimitând patru cadrane simetrice de compre-siune (roșu) și dilatație (alb) alternativă, care pun în evidență forfecarea dextră de-a lungul planului de falie NW-SE (și senestră de-a lungul planului auxiliar NE-SW). Amplasând pe hartă această diagramă în zona faliei corespunzătoare, orientarea geografică a traiectului din teren al faliei va dicta care este planul de falie real din diagramă, celălalt fiind cel auxiliar. (2) **Falia normală** - acesteia îi corespunde o diagramă în care cele două plane nodale sunt orientate NW-SE (în acest exemplu) și sunt curbe, delimitând un sector central al presiunilor (alb) și două sectoare laterale de compresiune (roșii), ca pe o "minge de plajă" (de altfel, se și utilizează colocvial termenul engl. *beachball* pentru această reprezentare). Sectorul alb central evidențiază prezența distensiunii, care generează falierea normală, iar cele două plane nodale reprezintă cele două poziții posibile ale planelor de falie, dintre care, cel din stânga are înclinare către NE, iar cel din dreapta spre SW; cu cât un plan nodal este poziționat mai spre centrul diagramei, cu atât înclinarea planului de falie este mai ridicată, tinzând spre verticală și invers, cu cât planul nodal este situat mai spre periferia diagramei, cu atât falia respectivă are un unghi de

înclinare mai mic, fiind superficială. În general, în cazul faliilor normale, unghiul de înclinare este mare, frecvent de 50-60°, dar sunt, bineînțeles și excepții. Și în acest caz, poziționarea pe hartă și coroborarea datelor geologice ale zonei vor arăta care este soluția planului de falie, dintre cele două posibile. (3) **Falia inversă** - este reprezentată de o diagramă în care cele două plane nodale sunt orientate NW-SE (în acest exemplu) și sunt curbe, delimitând un sector central al compresiunilor (roșu) și două sectoare laterale de presiune (albe). Sectorul roșu central evidențiază prezența compresiunii, care impune falierea inversă, generând șariaje, iar cele două plane nodale reprezintă cele două poziții posibile ale planelor de falie. Din nou, cu cât planul nodal este situat mai spre periferia diagramei, cu atât falia inversă are un unghi de înclinare mai mic, ceea ce se întâmplă foarte frecvent în natură, iar poziționarea centrală, indicând o înclinare verticală, este exclusă geometric de definiția faliei inverse. (4) și (5) reprezintă combinații ale faliei de decroșare + falie normală (= **transtensiune**) și respectiv, falie de decroșare + falie inversă (= **transpresiune**).

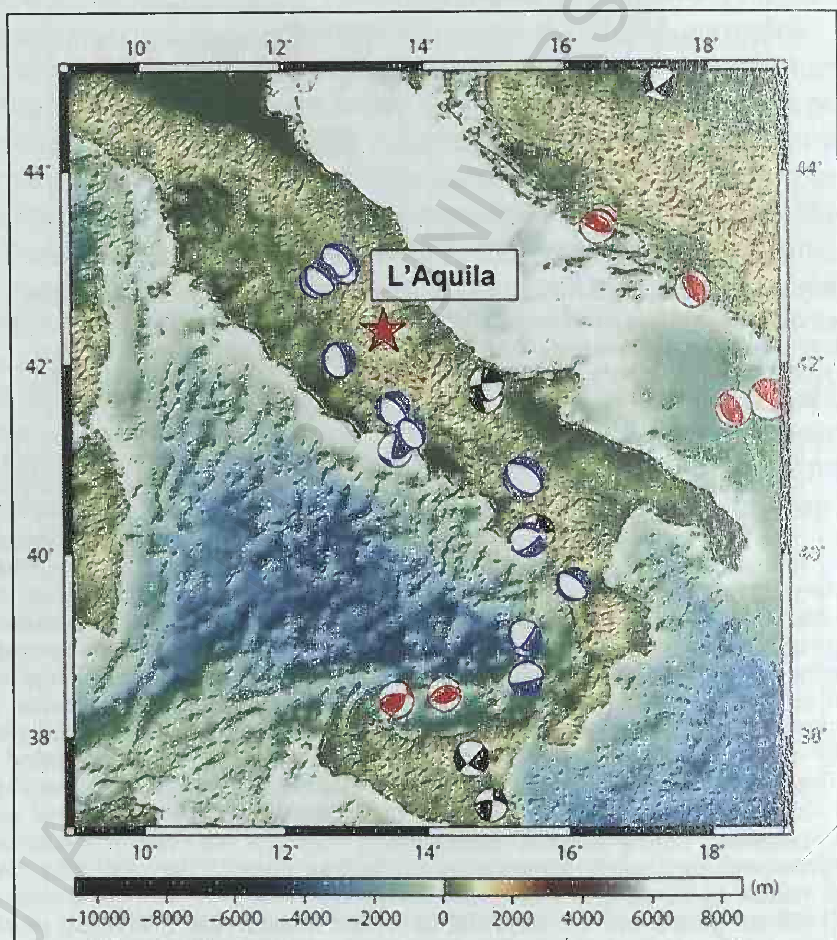


Fig.V.21. Harta mecanismelor focale aferente seismelor din *ITALIA* și *CROAȚIA* (Smith, 2017 - Earquake-Report.com).

În exemplul din Fig.V.21, se observă că traiectul longitudinal al Italiei este marcat de seisme la care soluția mecanismului focal indică o extensie ("alb în centrul diagramei") pe aliniamente de falii cu orientarea generală NW-SE, iar coasta Croației este dominată de seisme de compresiune ("alb în sectoarele laterale ale diagramei"), de-a lungul unor aliniamente de falie cu aproximativ aceeași orientare. Subordonat, intervin și mișcări complexe de decroșare asociată cu faliere normală și inversă (diagrame cu patru cadrane).

V.5. EFECTELE SEISMELOR

Ca și erupțiile vulcanice, seismele sunt fenomene naturale extrem de interesante din punct de vedere științific, care ne oferă informații asupra naturii planetei noastre și a modului de funcționare a dinamicii sale. Din nefericire, însă, potențialul distructiv al cutremurelor este mult mai ridicat și afectează populația și structurile antropice mult mai mult decât vulcanismul propriu-zis.

Efectele și consecințele seismelor sunt în general grupate sub denumirea de "efecte macroseismice". În această categorie se distinge un prim grup de *efecte directe*, manifestate în suprafață, ca expresie directă a fenomenelor seismo-tectonice din adâncime și un al doilea grup, de *efecte indirecte*, rezultate din manifestarea primelor. Consecințele acestor efecte asupra societății sunt multiple și cu o conotație negativă evidentă: panică, distrugeri materiale, pierderi de vieți omenești.

V.5.1. Efectele directe ale seismelor sunt reprezentate de fenomene care se produc la suprafață, drept urmare a declanșării evenimentului seismic în adâncime, de cele mai multe ori cauzat de subducție sau de activitatea unei falii.

V.5.1.1. Mișcarea solului (engl. *ground motion* sau *ground shaking*) - Vibrațiile generate de undele seismice elastice se propagă în cadrul rocilor terestre fără să producă pagube permanente, dacă intensitatea acestora este scăzută. Cutremurele puternice, generatoare de unde seismice cu amplitudine foarte mare, provoacă mișcări ale solului atât pe orizontală, cât și pe verticală, rezultând modificări ireversibile. În cazul cutremurelor cu intensitate ridicată, suprafața solului se mișcă sub forma unei serii de "valuri", deschizând fracturi la partea superioară a acestora și exercitând compresiuni la partea lor inferioară. În rocile solide competente (granite, calcare), vibrațiile se propagă ușor, fără a le deforma și

fără a produce pagube construcțiilor implantate în acestea, în timp ce rocile mai slabe (argile, gresii slab cimentate) absorb o parte a energiei undelor seismice și prin urmare, sunt mai expuse deformărilor. Cele mai sensibile sunt depozitele neconsolidate (nisipurile, pietrișurile), care oscilează liber, inducând o amplificare a amplitudinilor undelor seismice și în consecință, o deformare mai puternică și mai periculoasă. Valorile accelerației maxime a solului care depășesc valoarea accelerației gravitaționale (> 1g) determină un efect de "aruncare în aer" a obiectelor nefixate.

V.5.1.2. Faliere și ruptură / dislocare tectonică la suprafață (engl. *surface faulting and ground rupture* sau *ground failure*) - În cazul aliniamentelor faliilor foarte active, marcate în adâncime de deplasări importante ale tronsoanelor implicate, frecvent are loc și o manifestare la suprafață a acestor mișcări, reprezentată de decalaje cu dimensiuni ce pot atinge ordinul metrilor (Fig.V.22).



Fig.V.22. (A) Seismul din ***DIXIE VALLEY, Nevada, S.U.A.*** (**1954;** ***M*** **= 6.8**): deplasarea de-a lungul faliei (= săritura faliei) de 2-3m; (B) Seismul din zona ***TŌHOKU, Japonia*** (**2011,** M_W **= 9.0**): deplasare de peste 1m (http://www.neatorama.com/2011/03/11/japan-earthquake-unzips-a-road/).

În cazul cutremurului de la ***KOBE***, **Japonia (1995;** M_W **= 6,9; acc. max = 0,8g; adâncime: 17 km; victime: 6.434)**, generat de activitatea Faliei Nojima (și nu de subducția plăcii Pacifice sau Philippineze, ca majoritatea cutremurelor din Japonia) (Fig.V.23), prezența a numeroase camere de supraveghere a permis înregistrarea mișcărilor macroseismice produse de propagarea undelor seismice. Mișcarea complexă a acestei falii de decroșare dextră s-a manifestat la suprafață printr-o deplasare paralelă a celor două tronsoane de aproximativ 2 m în unele regiuni și o săritură pe verticală de 0,5-2,1 m.

În afara acestor premise de ordin natural, consecințele dezastruoase asupra orașului Kobe (400.000 clădiri publice și private distruse, 6.434 victime, sute de mii de răniți) au avut, însă, multiple cauze aflate în legătură cu modalitatea defectuoasă de construcție a unor structuri - de exemplu: utilizarea unor normative privind construcțiile, vechi din anii `60, în cazul autostrăzii Hanshin, prăbușită lateral; realizarea zonei cheiurilor portuare din material sedimentar neconsolidat insuficient compactat, ceea ce a condus la manifestarea fenomenului de *liche-*

fiere (tixotropie) a acestora și în consecință, subsidență, pierderea stabilității și prăbușirea instalațiilor portuare. Ulterior, pagubelor materiale uriașe li s-au adăugat cele produse de incendiile provocate accidental.

V.5.1.3. Modificări topografice determinate prin metode geodezice - Acestea sunt efecte generate de deplasarea compartimentelor faliilor care generează evenimentele seismice.



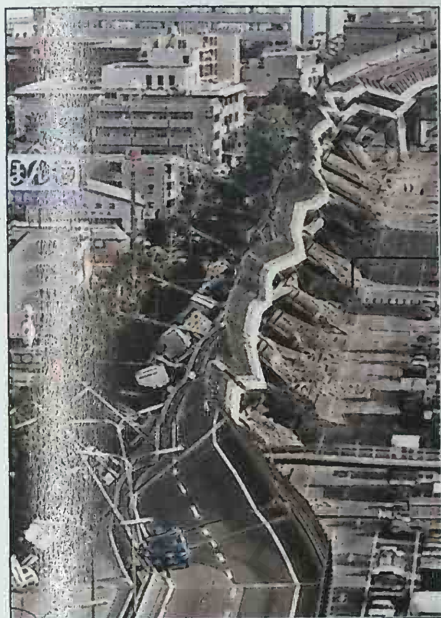


Fig.V.23. Seismul din *KOBE, Japonia* (1995; M_W = 7.1; **acc. max = 0,8g; victime: 6.434**): (**A**) schiță tectonică a zonei Pacificului de nord-vest, indicând subducția plăcilor Pacifică și Philippineză și localizarea *Faliei Nojima*; (**B**, **C**) deplasarea în suprafață a tronsoanelor Faliei Nojima, cu o săritură de 0,5-2,1 m (*Nojima Fault Preservation Museum*, Awaji); (**D**) autostrada Hanshin, realizată după normativele în construcții ale anilor `60; (**E**, **F**) zona portuară a orașului, în care se observă macarale prăbușite din cauza lichefierii (tixotropiei) infrastructurii cheului, realizată din material sedimentar de umplutură neconsolidat, care și-a pierdut stabilitatea sub acțiunea vibrațiilor seismice (*USGS*, https://www.usgs.gov/; National Geographic).





În principiu, în cazul faliilor inverse, deplasarea pe verticală a compartimentului superior (acoperiș) este mai mare decât cea a compartimentului inferior (culcuș), iar în cazul faliilor normale, situația este inversă. Utilizarea metodelor geodezice este în mod special utilă în cazul seismelor asociate unor mișcări rupturale care nu ajung la suprafață.

V.5.2. Efectele indirecte ale seismelor sunt cele care decurg din manifestarea efectelor directe; dintre acestea menționăm:

V.5.2.1. Alunecările de teren (engl. *landslides*) - Aceste fenomene sunt asociate terenurilor cu pante semnificative, la care, de cele mai multe ori, instabilitatea este deja instalată, astfel încât, vibrațiile seismice antrenează volume importante de roci. Alunecările de teren care au loc în domeniul marin-oceanic antrenează de multe ori volume extrem de mari de roci, a căror deplasare generează valuri seismice (tsunami) devastatoare. Cele care se desfășoară în domeniul subaerian au, de asemenea, un potențial distructiv deosebit, fiind uneori asociate și cu torente de noroi, care îngreunează în mod suplimentar misiunile de salvare a victimelor.

V.5.2.2. Lichefacția sau tixotropia solului (origine: gr. *thixis* = atingere + *tropein* = a modifica → transformare la atingere; engl. *soil liquefaction, thixotropy*) - Este fenomenul care apare în cazul depozitelor sedimentare neconsolidate și saturate cu apă (nisipuri, mâluri *etc.*), supuse vibrațiilor seismice (sau mecanice, în general) și care se manifestă prin separarea bruscă a celor două faze, lichidă și solidă. Materialul respectiv devine brusc de consistența unui gel diluat, cu comportament din ce în ce mai asemănător lichidelor, pierzându-și capacitatea de a susține suprastructurile construite (clădiri, poduri, baraje *etc.*), care intră în colaps gravitațional. Acest fenomen s-a manifestat în cazul cutremurului de la ***KOBE*, Japonia (1995)**, conducând la distrugerea instalațiilor portuare (Fig.V.23).

Un alt exemplu este cel al seismului de la ***LOMA PRIETA*, California, S.U.A. (1989; M_W = 6.9; acc. max. = 0,65 g; victime: 63)**, care a afectat toată zona Golfului San Francisco din California. Generat de mișcările tectonice aferente sectorului nordic al Faliei San Andreas, cutremurul a produs o accelerație ridicată a solului, cu valori mai importante în regiunile caracterizate de prezența unui material sedimentar neconsolidat, care a amplificat undele de suprafață, mărind în același timp și durata șocului seismic. În asemenea zone, precum Marina District și Cypress Street (Fig.V.24), natura substratului geologic a favorizat producerea fenomenului de lichefiere, fapt ce a contribuit la majorarea distrugerilor și pierderilor de vieți omenești. Aceste caracteristici geologice cu impact negativ asupra construcțiilor, specifice regiunilor din preajma Golfului San Francisco au fost relevate de către studiile geotehnice realizate cu aproximativ

80 de ani înainte, atunci când seismul din 1906 a distrus aproximativ 80% din localitate și împrejurimi (Fig.V.25). Din nefericire, rezultatele obținute nu au fost popularizate de către oficialități, zonele limitrofe golfului având valoare comercială foarte ridicată, iar acestă „moștenire" nedeclarată s-a dovedit a fi nefastă pentru construcțiile realizate ulterior.

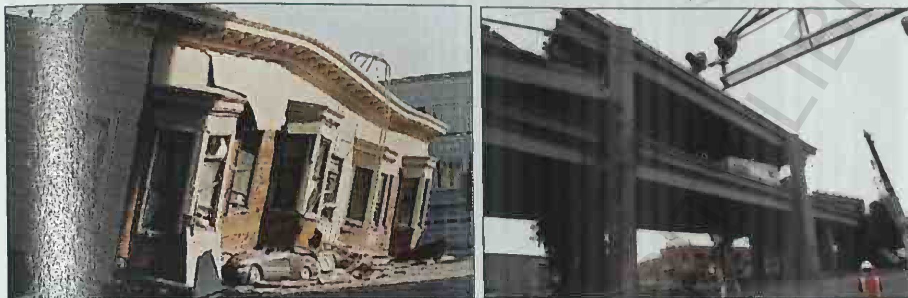


Fig.V.24. Seismul din ***LOMA PRIETA, California, S.U.A.*** **(1989; M_W = 6.9; acc. max. = 0,65 g; victime: 63)**: (**A**) importante pagube materiale produse în Marina District din San Francisco; (**B**) viaductul Cypress, din Oakland, cu cele două niveluri de șosea prăbușite (*USGS*, https://www.usgs.gov/).



Fig.V.25. Seismul din ***SAN FRANCISCO, California, S.U.A.*** **(1906; M_S = 7,8; victime: 3400)** (*USGS*, https://www.usgs.gov/).

V.5.2.3. *Tsunami* (origine: jap. *tsunami* = val de port sau val seismic; engl. *seismic wave*) - Constituie o secvență de valuri cu lungime de undă foarte ridicată și amplitudine ce poate atinge zeci de metri, care se manifestă în oceane sau lacuri de mari dimensiuni. Deși denumirea de *”val seismic*” a intrat în uz înainte de generalizarea termenului japonez de ”*tsunami*”, de fapt, acest tip de valuri poate fi generat nu doar de seisme, ci și de erupții vulcanice puternice, alunecări de teren submarine masive sau impact meteoritic - adică fenomene ce implică dezlocuirea unor mari volume de apă. Aceste valuri prezintă un potențial distructiv major, afectând nu doar zonele de coastă ci și bazine marine extinse, precum și zone cu poziție internă.

Seismul din zona **SUMATRA-ANDAMAN, Oceanul Indian (2004; M_W = 9,1; adâncime: 30 km; victime: 230.000)** a fost unul dintre cele mai distructive fenomene naturale de pe Pământ, care a produs un număr uriaș de victime drept consecință a valului *tsunami* manifestat în numeroase zone de coastă din Oceanul Indian, atingând inclusiv coastele africane (Fig.V.26). Generat în

contextul de subducție a planșeului plăcii Indiene sub microplaca Sunda (50-60 mm/an), acest seism devastator (al treilea ca magnitudine, după cele din anii `60), a fost cel mai puternic eveniment seismic de după instalarea rețelelor seismice globale și a sistemelor de monitorizare geodezică prin *GPS*. Ruptura s-a propagat pe 1.300 km de-a lungul planului de falie care delimitează zona de subducție și o adâncime de cca. 150 km, iar momentul seismic a fost estimat la $M_0 = 4 \cdot 10^{22}$ Nm (soluție Harvard CMT) - valoare comparabilă cu suma momentelor seismice ale seismelor produse pe parcursul întregului deceniu anterior (Philip *et al.*, 2007). Înălțimea inițială a valului seismic a fost estimată la 10m, primele valuri atingând coastele provinciei Aceh din Sumatra într-o jumătate de oră, devastându-le în totalitate; după o retragere a mării de mai multe sute de metri, o nouă serie de valuri foarte înalte a lovit țărmul, penetrând zona uscatului pe câțiva kilometri, cu o forță uriașă. Valul seismic a lovit coastele Thailandei, Myanmarului și Bangladeshului aproximativ după o oră de la producerea seismului, iar coastele stalelor Malayezia, Singapore, India, Sri Lanka au fost atinse după două ore și Maldive după trei ore. Pe coastele africane, valul a ajuns în Somalia și Tanzania după 7-8 ore, producând de asemenea distrugeri însemnate, la fel ca și în insulele Rodriguez, Maurice și Réunion.

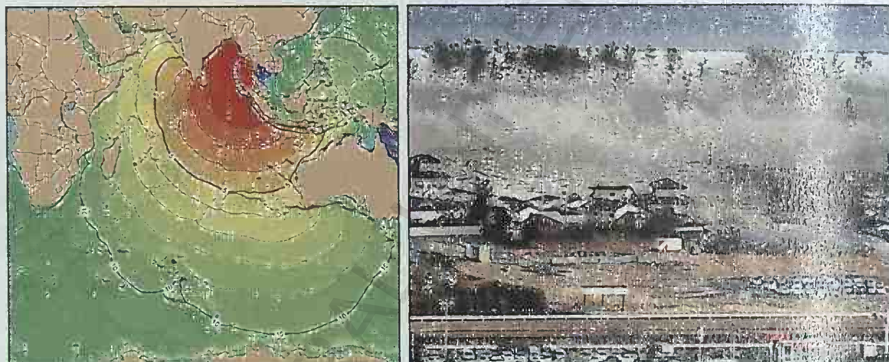
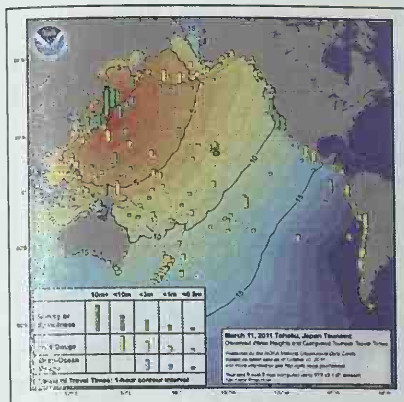


Fig.V.26. Tsunami cauzat de seismul din zona ***SUMATRA-ANDAMAN*, Oceanul Indian (2004; M_W = 9.1; adâncime: 30 km; victime: 230.000)**: izoliniile prezintă înaintarea frontului de undă cu echidistanță de o oră (National Geophysical Data Center/NOAA, http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/img/2004_1226.jpg.).

Seismul din zona ***TŌHOKU, Japonia* (2011; M_W = 9.1; adâncime: 25 km; victime: 20.000)** (Fig.V.27) s-a produs în largul coastei de est a Japoniei, la 130 km est de localitatea Sendai, în zona Fosei Japoniei, generat de subducția plăcii Pacifice sub o porțiune a plăcii Nord-Americane (microplaca Okhotsk), cu o viteză de 90 mm/an.

Acesta a fost al patrulea cel mai puternic seism, ca magnitudine, al timpurilor moderne, cu un impact uriaș asupra Japoniei, a cărei populație actualmente încă nu a depășit în totalitate dificultățile acestui moment.

Ruptura tectonică s-a propagat pe o lungime de aproximativ 400 km de-a lungul planului de falie și pe o adâncime de cca. 150 km, deplasarea fiind de aproximativ 50-60 m (Hayes *et al.*, 2017). Cutremurul a generat un *tsunami* care a avut, conform Agenției Meteorologice Japoneze o înălțime de 4,2 - 7,3 m pe coastele japoneze, avansând zeci de kilometri în interior, iar după 7-8 ore a atins coastele Insulelor Hawaii cu o înălțime între 1,41 - 1,74m.





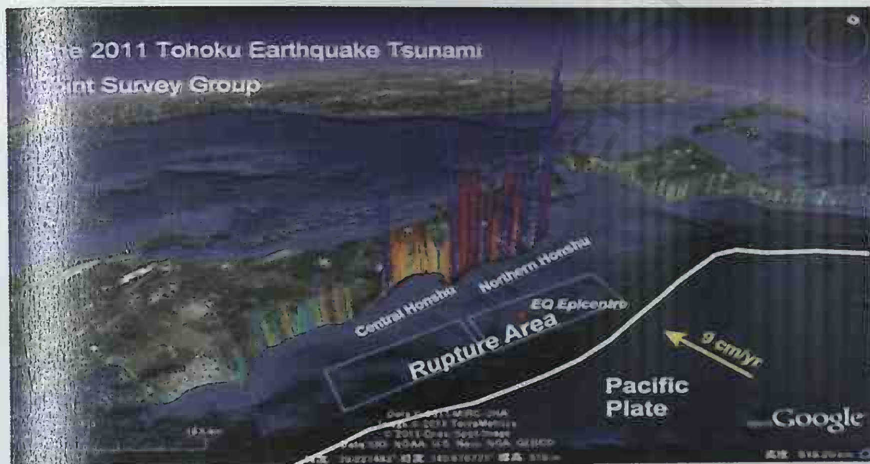


Fig.V.27. Tsunami cauzat de seismul din zona *TŌHOKU, Japonia* (2011; **M_W = 9.1; adâncime: 25 km; victime: 20.000**): izoliniile prezintă înaintarea frontului de undă cu echidistanță de o oră (*British Geological Survey*, http://www.bgs.ac.uk/).

6. SEISMICITATEA GLOBALĂ

6.1. Distribuția seismelor pe glob

În Tabelul V.3. sunt prezentate selectiv unele dintre seismele importante care au avut loc în ultimul secol, fiind menționate și două dintre evenimentele seismice anterioare, cu puternic impact asupra populației zonelor respective. Astfel, cutremurul din ***SHANXI*, China (1556; *M* = 8; victime: cca. 830.000)** este considerat până astăzi ca fiind seismul cu cel mai mare număr de victime din lume, iar seismul din ***LISABONA*, Portugalia (1755; *M* = 8; victime: cca. 70.000)** este considerat cel mai puternic și mai distrugător cutremur din Europa (Fig.V.1).

Tabel V.3. Cele mai importante cutremure de pe glob (1500 - prezent).

Nr. crt.	DATA	LOCALIZAREA	MAGNITUDINEA	NR. VICTIME
1	23.01.1556	Shanxi, China	8.0	830.000
2	01.11.1755	Lisabona, Portugalia	8.0	70.000
3 – (7)	31.01.1906	Columbia - Ecuador	8.8 *Ms*	1.000
4	18.04.1906	San Francisco, CA, S.U.A.	7.8 *Ms*	3400
5	17.08.1906	Valparaiso, Chile	8.2 *M*	20.000
6	28.12.1908	Messina, Italia	7.2 *Ms*	70.000
7	15.08.1950	Assam, Tibet	8.6 *M*	780
8 – (5)	04.11.1952	Kamchatka, ex-U.R.S.S.	9.0 *M*	2.336
9	29.02.1960	Agadir, Maroc	5.7 *M*	10.000
10 – (1)	**22.05.1960**	**Valdivia, Chile**	**9.5 *Mw***	5.700
11 – (2)	28.03.1964	Prince William Sound, AK, S.U.A.	9.2 *Mw*	131
12	31.12.1970	Peru	7.9 *M*	66.000
13	27.07.1976	Tangshan, China	7.5 *M*	255.000
14	10.10.1980	El Asnam, Algeria	7.2 *M*	3.500
15	19.09.1985	Michoacán, Mexic	8.0 *M*	10.000
16	18.10.1989	Loma Prieta, CA, S.U.A.	6.9 *M*	63
17	29.09.1993	Egipt	6.4 *M*	20.000
18	16.01.1995	Kobe, Japonia	6.9 *Mw*	6.434
19	17.08.1999	Izmit, Turcia	7.6 *Mw*	17.118
20	26.01.2001	Gujarat, India	7.7 *Mw*	20.085
21 – (3)	26.12.2004	Sumatra - Andaman	9.1 *Mw*	230.000
22	08.10.2005	Kashmir, Pakistan	7.6 *Mw*	79.410
23	12.05.2008	Sichuan, China	7.9 *Mw*	87.149
24	12.01.2010	Léogâne, Haiti	7.0 *Mw*	160.000
25 – (6)	27.02.2010	Maule, Chile	8.8 *Mw*	500
26 – (4)	11.03.2011	Tōhoku, Japonia	9.1 *Mw*	20.000
27	11.04.2012	Sumatra, Indonezia	8.6 *Mw*	10
28	25.04.2015	Gorkha, Nepal	7.8 *Mw*	9.000
29	08.09.2017	Tres Picos, Mexic	8.2 *Mw*	220
30	12.11.2017	Iran / Iraq	7.3 *Mw*	530

Cel mai puternic seism (cu magnitudinea cea mai ridicată) care avut loc până în prezent pe glob a fost cel din zona ***VALDIVIA*, Chile (1960; M_W = 9.5; adâncime: 33 km; victime: 5.700)** (Fig.V.28), cu epicentrul situat în largul coastelor chiliene, la 160 km vest de localitatea Valdivia. Analizat seismic ulterior, după implementarea tehnologiei seismice moderne, forța acestui seism a fost reevaluată de la o valoare a magnitudinii undelor de suprafață M_S = 8.5 la o valoare a magnitudinii momentului seismic M_W cuprinsă între 9.4-9.6, pe baza estimării unei rupturi tectonice de aproximativ 900-1.000 km. Seismul a fost generat de subducția plăcii Nazca sub placa Americii de Sud (40 mm/an) și a produs un *tsunami* cu o amplitudine de peste 25 m în zona coastei chiliene; a atins apoi după 15 ore

Insulele Hawaii (11 m) și după 22 ore a ajuns în Japonia (5,5 m), producând victime în ambele locații.
Al doilea cel mai puternic seism din lume s-a produs în zona ***PRINCE WILLIAM SOUND*, Alaska, S.U.A. (1964; M_W = 9.2; adâncime: 25 km; victime: 139)** (Fig.V.29); magnitudinea sa a fost reevaluată ulterior de la M_S = 8.4 la M_W = 9.2. Seismul a fost generat de subducția plăcii Pacifice sub placa Americii de Nord (70 mm/an), a durat aproximativ 4,5 minute și a avut multiple efecte indirecte, precum: alunecări de teren, lichefacția solului, *tsunami*, cauzând numeroase victime și pagube materiale.
Seismul din zona ***GORKHA*, Nepal (2015; M_W = 7.8; adâncime: 15 km; victime: 9.000)** a fost generat de fenomenele compresive care au loc de-a lungul suturii Indus - Tsangpo din Himalaya, rezultată în urma coliziunii India - Asia (50 mm/an). Șocul seismic principal a fost urmat de replici puternice (M_W = 6.6; 6.7; 7.3) și a produs alunecări de teren și avalanșe de zăpadă în numerose masive muntoase himalayene.
Seismul din zona ***LÉOGÂNE*, Haiti (2010; M_W = 7.0; adâncime: 13 km; victime: 160.000)** este un bun exemplu de eveniment seismic puternic, produs de cauze tectonice locale și anume, de activitatea *Faliei Léogâne* - o falie de dimensiuni reduse, aflată în adâncime și fără corespondență la suprafață.

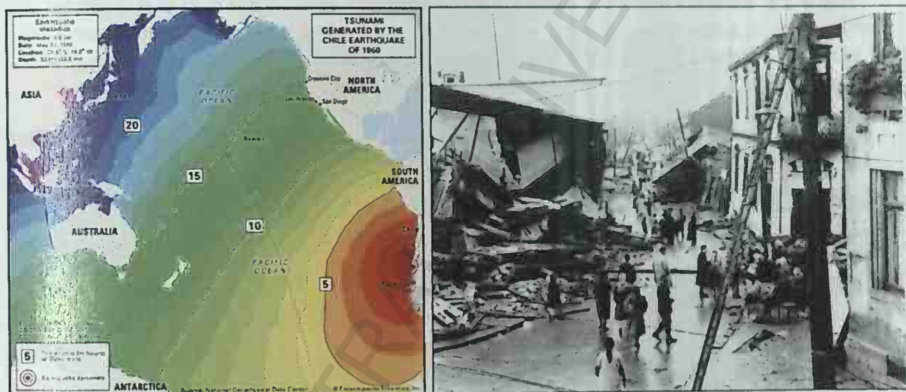


Fig.V.28. Seismul din zona ***VALDIVIA, Chile*** **(1960; M_W = 9.5; adâncime: 33 km; victime: 5.700)** - cel mai puternic seism care s-a produs pe glob până în prezent; izoliniile prezintă înaintarea frontului de undă al valului seismic, cu echidistanță de o oră (*USGS*, https://www.usgs.gov/).

Pe harta globală a activității seismice terestre (Fig.V.30), se observă că cele mai importante areale seismogene marchează zonele de contact ale plăcilor litosferice, reprezentate de aliniamentele distensive din domeniul marin (rifturi oceanice) și continental (rifturi continentale), precum și de aliniamentele compresive (zone de subducție).

Dintre acestea, cele mai semnificative sunt: (a) aliniamentele de subducție circumpacifice, constituind *Cercului de Foc al Pacificului* și (b) centura transeurasiatică, ce constituie *traiectul compresiv Neotethysian*, extins din sudul Europei până în Asia de sud-est și

continuat în Asia Centrală cu (c) zonele de fracturare produse de reverberarea fenomenului colizional India - Asia. La acestea, se adaugă (d) zone de activitate tectonică intraplacă, în special faliere și fracturare locală sau regională.

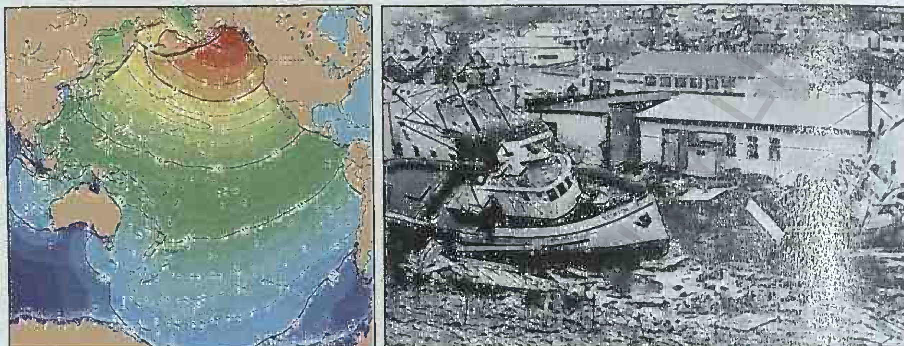
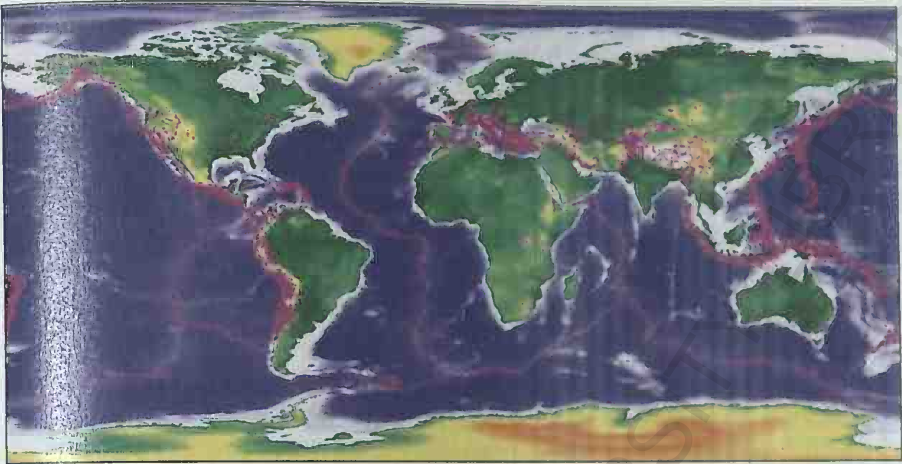


Fig.V.29. Seismul din zona ***PRINCE WILLIAM SOUND, Alaska, S.U.A.*** **(1964; M_W = 9.2; adâncime: 25 km; victime: 139)** - al doilea cel mai puternic seism care s-a produs pe glob până în prezent; izoliniile prezintă înaintarea frontului de undă al valului seismic cu echidistanță de o oră (*USGS*, https://www.usgs.gov/).

Astfel, datele seismice instrumentale înregistrate în ultimul secol pot fi grupate în aceste categorii:

- ***Cercul de Foc al Pacificului*** - reprezintă, în ansamblu, partea de pe glob în care se eliberează peste 80 % din energia seismică terestră totală. Hipocentrele seismelor pot fi situate de la nivelurile cele mai superficiale ale crustei și până la cele mai profunde înregistrate pe glob (cca. 700 km), materializându-se de-a lungul planelor de subducție *Wadati-Benioff*, caracteristice zonei circumpacifice. Aici sunt grupate zone seismogene ”clasice”, dintre care unele au cel mai ridicat potențial distructiv de pe glob: Noua Zeelandă - Tonga - Kermadec; Papua - Noua Guinee; Indonezia; Philippine; Izu-Bonin - Japonia; Kurile - Kamchatka - Aleutine - Alaska; California, S.U.A.; Mexic; America de Sud.
- ***Aliniamentul Neotethysian*** - este reprezentat de centuri orogene alpine, generate de mișcări compresive și care prezintă hipocentre de adâncime în general redusă (< 70 km) și intermediară (> 70 km). Zonele seismogene principale sunt: Italia - Grecia - Macedonia - Cipru - Bulgaria - România - Turcia - Iran - Iraq - Pakistan, Indonezia.
- ***Aliniamente seismice asociate coliziunii India - Asia***: India - Nepal - Bangladesh - Myanmar - China.



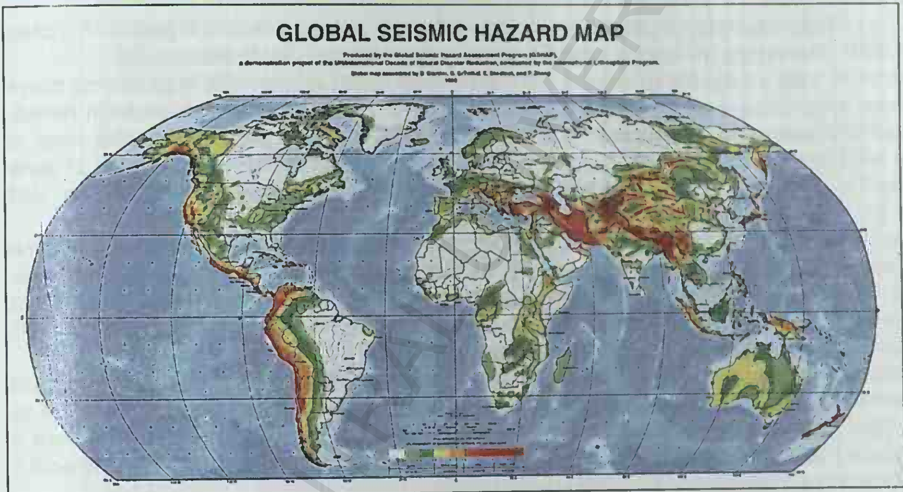


Fig.V.30. ***Seismicitatea terestră:*** (A) Harta distribuției globale a zonelor seismogene: zonele de contact ale plăcilor litosferice - aliniamente distensive (rifturi oceanice) și compresive (zone de subducție) - ***Cercul de Foc al Pacificului***; ***traiectul compresiv Neotethysian***; **Antilez**; (B) Harta hazardului seismic în domeniul continental, în care datele de accelerație maximă a solului (engl. *peak ground acceleration*) indică localizarea zonelor cu potențial seismic important (Shedlock *et al.*, 2000).

▪ ***Zone de activitate tectonică intraplacă - faliere și fracturare locală / regională***: Haiti; zona central-estică a S.U.A. (New Madrid) *etc.*

V.6.2. Hazardul și riscul seismic

Hazardul seismic (engl. *seismic hazard*) este evaluat prin estimarea probabilității producerii evenimentelor seismice într-o anumită zonă, într-un interval de timp determinat, în cadrul căruia

parametrii seismici (intensitate macroseismică, accelerație maximă a solului *etc.*) ar putea să depășească un prag valoric critic prestabilit. Analiza hazardului seismic se realizează prin metode deterministice și probabilistice și reprezintă suportul analizei ulterioare de evaluare a riscului seismic. De exemplu, în Fig.V.18 și Fig.V. 30.B sunt prezentate hărți ale hazardului seismic în Europa și respectiv pe glob, în care datele de accelerație maximă a solului, exprimate ca fracțiuni ale accelerației gravitaționale (*g*) indică prezența zonelor cu potențial seismic important, cu o probabilitate de depășire de 10 % în următorii 50 de ani.

Riscul seismic (engl. *seismic risk*) se referă la potențialele consecințe negative (sociale, economice, de mediu) care pot decurge din expunerea la hazardul seismic dintr-o anumită zonă.

De exemplu, în cazul ipotetic al unei falii cu activitate seismică puternică - ceea ce induce un hazard seismic ridicat, pot fi întâlnite următoarele situații:
• de-a lungul faliei există zone (intens) populate, reprezentate în special de orașe și de asemenea, există sectoare în care populația este extrem de puțin densă, practic, neexistând localități; deși ambele zone sunt expuse aceluiași nivel al hazardului seismic, riscul seismic regional va fi considerabil mai ridicat în zona populată, din cauza impactului negativ asupra populației (pierderi de vieți omenești, pagube materiale);
• în cadrul uneia dintre localitățile situate în apropierea faliei, un sector conține clădiri vechi, istorice, în timp ce în altă zonă a orașului se află clădiri moderne, proiectate cu respectarea normelor paraseismice; din nou, deși ambele zone sunt expuse aceluiași hazard seismic, nivelul riscului seismic va fi mult mai ridicat în cazul clădirilor vechi, față de cele moderne;
• trebuie menționat din nou faptul că un rol foarte important îl deține factorul geologic, reprezentat de natura rocilor și solului din zona respectivă, care pot să difere semnificativ de la un sector la altul, ceea ce ar impune o microzonare a riscului seismic - dar care este de obicei avută în vedere în stadiul proiectării paraseismice a structurilor antropice.

Riscul seismic nu este, deci, sinonim cu hazardul seismic, ci reprezintă o situație critică ce ar putea rezulta în urma producerii evenimentelor seismice. În timp ce hazardul seismic se referă la potențiala producere a unui fenomen natural inexorabil, natura și magnitudinea riscului seismic poate fi modificată prin aplicarea unor măsuri de prevenție, în special privind proiectarea și construcția paraseismică a structurilor antropice.

V.7. SEISMICITATEA ROMÂNIEI

Situat în contextul compresiv Neotethysian, teritoriul țării noastre prezintă unele dintre cele mai severe condiții seismice din Europa, cu peste 1.200 de seisme anual, manifestate în câteva

zone de activitate seismică, dintre care, zona seismogenă **Vrancea** este cea mai semnificativă, atât prin magnitudinea seismelor generate, cât și prin aria extinsă de macroseismicitate a acestora.

V.7.1. Seismologia românească

Ca și în alte zone ale lumii, datele seismologice precise asupra cutremurelor din țara noastră au început să fie disponibile de la sfârșitul secolului XIX și începutul secolului XX, odată cu dezvoltarea seismologiei instrumentale și concomitent, cu creșterea interesului științific și public asupra acestor evenimente distructive.

Primele studii românești de seismologie instrumentală sunt legate de activitatea fizicianului și meteorologului **Ștefan C. Hepites** (1851-1922) (Fig.V.31.A), membru titular și vicepreședinte al Academiei Române, care a fondat și condus **Institutul Meteorologic al României** între anii 1884-1906, în cadrul căruia a funcționat primul birou de observații seismice din țară. Acesta a introdus în anul 1889 primele două seismoscoape de avertizare de tip *Brassart*, iar în 1895 a instalat în clădirea Bosianu din Parcul Carol (devenită primul observator seismic, București - Filaret) primul microseismoscop *Guzzanti*; ulterior, aici au fost montate în anul 1902 două seismografe de tip orizontal *Bosch - Omori*, cu amplificare mecanică și înregistrare pe tambur de hârtie neagră (Fig.V.31.B). În anul 1904 s-a înființat un observator seismic la Timișoara, iar în 1919, după Tratatul de Pace de la Paris și Marea Unire, s-au adăugat stațiile seismologice de la Cluj și Cernăuți. După reorganizarea administrativă din 1908, Institutul de Meteorologie a fost integrat **Observatorului Astronomic și Meteorologic**, în cadrul căruia a fost instituit în 1935 **Departamentul de Seismologie**, avându-l ca director pe matematicianul și astronomul **Gheorghe Demetrescu** (1885-1969). Acesta s-a ocupat de reorganizarea Observatorului Filaret, care a fost dotat în 1935 cu două seismografe orizontale tip *Mainka* (Fig.V.31.C) și în 1937, cu două seismografe *Galitzin* de mare sensibilitate. Începând din 1935 a fost publicat mai întâi semestrial și apoi lunar un buletin seismologic, care a contribuit la schimburile științifice cu alte țări. În urma cutremurului din anul 1940, interesul științific și practic asupra seismologiei a crescut sensibil, astfel încât au fost înființate noi stații seismice la Focșani (1942), Bacău (1942), Câmpulung Muscel (1943), Iași (1951) și Vrâncioaia, Jud. Vrancea (1952) - toate aflate în funcție și în prezent. În perioada interbelică s-au realizat și publicat liste și cataloage ale seismelor produse încă de la începutul secolului XIX - Rădulescu (1930), Popescu (1938), bazate pe cele publicate anterior de către Hepites (1893), Drăghiceanu (1896), Ștefănescu (1901). În etapa următoare, au fost elaborate lucrări de geologie și hărți care au fundamentat conceptele privind structura tectonică și seismicitatea teritoriului României: Popescu - Voitești (1940) Atanasiu & Kräutner (1941); Atanasiu (1961); Petrescu (1940; 1943) *etc.* După 1955, în cadrul Departamentului de Seismologie și-au desfășurat activitatea o serie de specialiști de seamă, precum Cornelius Radu, Traian Iosif, Dumitru Enescu, Vasile Mârza, Dumitru Jianu, Aurelian Pântea *etc.* Din anul 1961, departamentul a funcționat în cadrul **Centrului de Cercetări Geofizice al Academiei Române**, sub îndrumarea distinsului om de știință **Prof. Sabba S. Ștefănescu (1902-1994)** - doctor în fizică, geofizician și membru al Academiei Române, pionier al prospecțiunii electrice a subsolului, care a colaborat în acest sens cu Conrad și Marcel Schlumberger (Ștefănescu & Schlumberger, 1930), fondatorii celei mai mari

companii de servicii petroliere de astăzi; împreună cu **Prof. Liviu Constantinescu (1914-1997)** este considerat fondatorul școlii românești de geofizică și titularul primei Catedre de Geofizică de la Institutul de Petrol, Gaze și Geologie. În anul 1970, Departamentul de Seismologie a fost integrat **Institutului de Geologie și Geofizică**, devenit astăzi Institutul Geologic al României, iar după cutremurul din 1977, a fost inclus în cadrul Centrului de Fizica Pământului, devenit astăzi **Institutul Național de Cercetare - Dezvoltare pentru Fizica Pământului (I.N.C.D.F.P.)** București - Măgurele.
Trebuie menționată în mod special activitatea prodigioasă a seismologului **Dr. Cornelius Radu (1933-1995)**, în cadrul Laboratorului de Seismologie și ulterior, ca director al proiectului UNDP-UNESCO asupra seismicității zonei balkanice (1975-1976), organizator al grupului de lucru al Comisiei Seismologice Europene pentru cartarea zonelor seismice europene și realizarea *Hărții de intensitate maximă observată în Europa* (1980-1985) *etc.* Noi cataloage de seismicitate a României au fost realizate de Florinescu (1964), Constantinescu și Mârza (1980), Oncescu *et al.* (1999). Noi stații seismice au fost instalate la Șușara, Banat - SSR (1968), Gura Zlata, Mții. Retezat - GZR (1971), Cheia - Muntele Roșu, Mții. Ciucaș - MLR (1974), Deva, Mții. Poiana Ruscă - DEV (1975), iar după seismul din 1977, în intervalul 1977-1978, au fost instalate stațiile seismice de la Buziaș - BZS, Carcaliu - CFR, Carei - CRI, Cluj - CJR, Drăgășani - DRA, Istrița - ISR, Mediaș - MDB, Odobești - ODB și Topalu - TPL, ulterior numărul acestora fiind suplimentat. După anul 1980, a început organizarea modernă a infrastructurii de monitorizare seismică a României.

Rețeaua seismică națională (Fig.V.32) are ca scop monitorizarea teritoriului României, ocupându-se de detectarea și localizarea în cel mai scurt timp a evenimentelor seismice produse, precum și de transmiterea rapidă a acestor informații autorităților, inspectoratelor pentru situații de urgență, *mass media* și publicului.

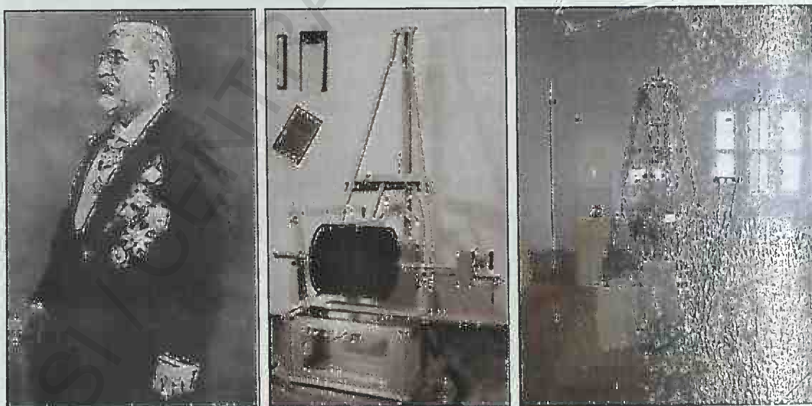


Fig.V.31. (**A**) ***Ștefan C. Hepites*** (1851-1922), fizician și meteorolog român, fondator și director al *Institutului Meteorologic al României*, unde a funcționat primul birou de seismologie din țară; (**B**) ***seismograf Bosch - Omori*** cu înregistrare pe tambur de hârtie; (**C**) ***seismograf Mainka*** (http://www.geophysik.uni-jena.de/en/Institutions+ +Labs/Observatory+Moxa/Historical+Instruments.html).

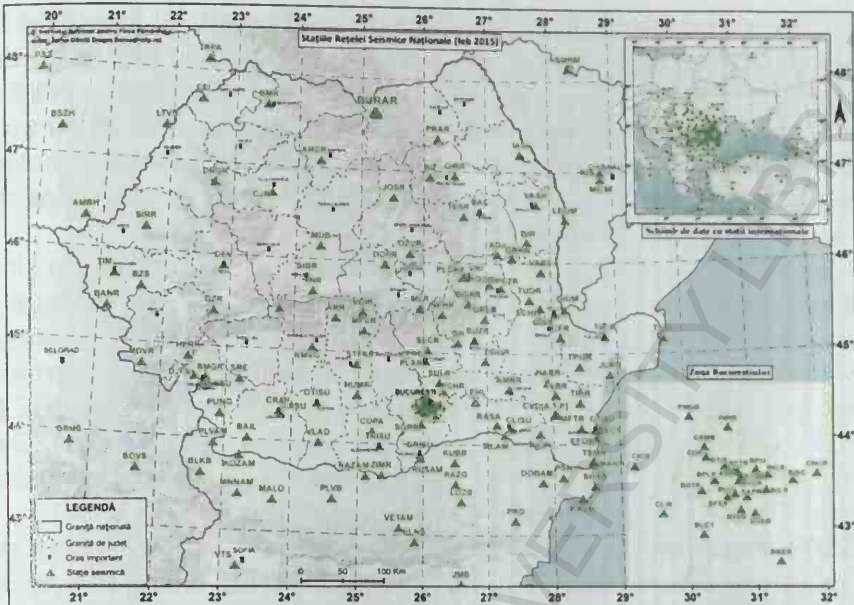


Fig.V.32. Stațiile de ***monitorizare seismică*** a teritoriului României, a orașului București și a zonelor învecinate (I.N.C.D.F.P., http://www.infp.ro/).

Rețeaua este alcătuită din stații seismice digitale care înregistrează activitatea seismică în mod continuu (125 stații în timp real) și stații care înregistrează mișcarea solului doar când se depășește o valoare prestabilită (16 stații cu declanșare); 51 de stații seismice în timp real echipate cu senzori de viteză de perioadă scurtă sunt destinate monitorizării cutremurelor locale mici și moderate.

Dezvoltarea rețelei de bandă largă în timp real a început în 2001 și în prezent cuprinde 61 de stații, destinate atât monitorizării seismelor mici și moderate, cât și evenimentelor seismice regionale sau îndepărtate (teleseisme). De asemenea, există o rețea de accelerometre care cuprinde 102 stații echipate cu senzori de accelerație, destinate monitorizării seismelor puternice.

Institutul Național de Cercetare - Dezvoltare pentru Fizica Pământului (***I.N.C.D.F.P.***) (http://www.infp.ro/) este responsabil de operarea acestei rețele și de menținerea unei baze de date și a unui catalog actualizat al evenimentelor seismice de pe teritoriul țării - Catalogul ***ROMPLUS*** (http://www.infp.ro/romplus/).

V.7.2. Seismele din România

Conform datelor statistice ale I.N.C.D.F.P., pe teritoriul României au loc câteva evenimente seismice cu $M_W \geq 4$ pe an, cele cu

$M_W \geq 5$ au o ocurență de aproximativ de unul pe an, iar seismele cu $M_W \geq 7$ se produc în număr de 2-5 (6) pe secol. De exemplu, din Catalogul *ROMPLUS* (2017) aflăm că în anul 2017 s-au produs peste 1.450 de evenimente seismice, dintre care doar cinci au avut $M_W \geq 4$ (între 4.1 - 4.8). Aceste seisme se află în legătură cu activitatea tectonică de la contactul sau din cadrul unităților tectonice de pe teritoriul României (Fig.V.33).

Zona seismogenă cu cel mai ridicat potențial distructiv este situată în litosfera subcrustală a regiunii Vrancea, în zona de curbură a Carpaților Orientali. De asemenea, există alte câteva zone seismogene care prezintă surse seismice superficiale (crustale), de importanță locală în ceea ce privește hazardul seismic: Est - Vrancea; Făgăraș - Câmpulung; Danubiană; Banat; Crișana - Maramureș; Depresiunea Bârlad; Depresiunea Predobrogeană; Falia Intramoesică și Depresiunea Transilvaniei (Radulian *et al.*, 2000) (Fig.V.34).

■ **Zona subcrustală VRANCEA (VR)** - este o zonă complexă de convergență continentală, situată la contactul a trei unități tectonice: placa *Est-Europeană*, microplaca *Intra-alpină* și microplaca *Moesică* (Constantinescu *et al.*, 1976).

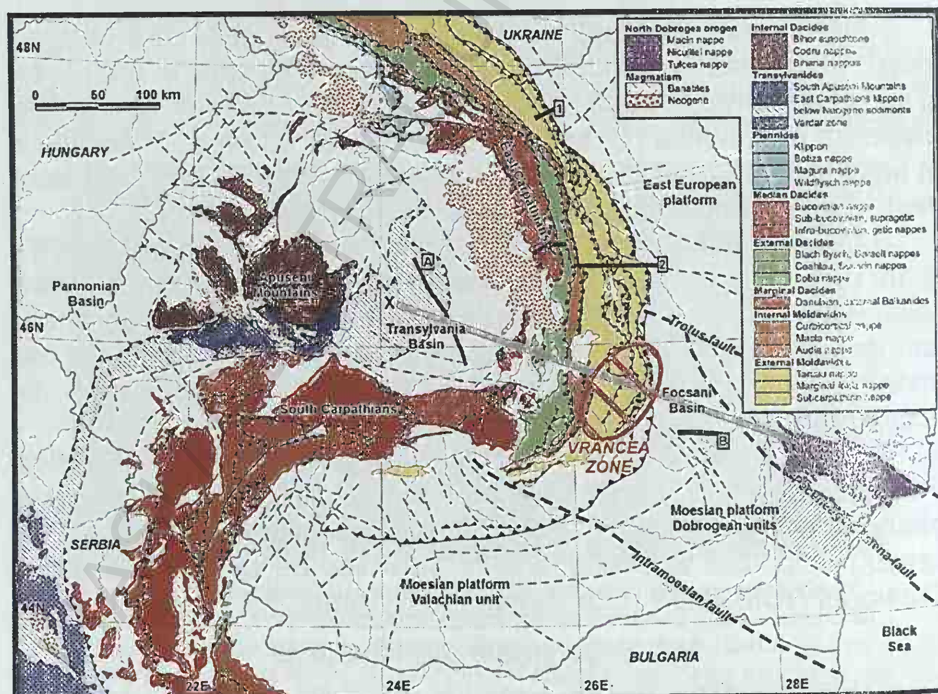


Fig.V.33. Harta unităților tectonice de pe teritoriul României: (după Săndulescu *et al.*, 1978).

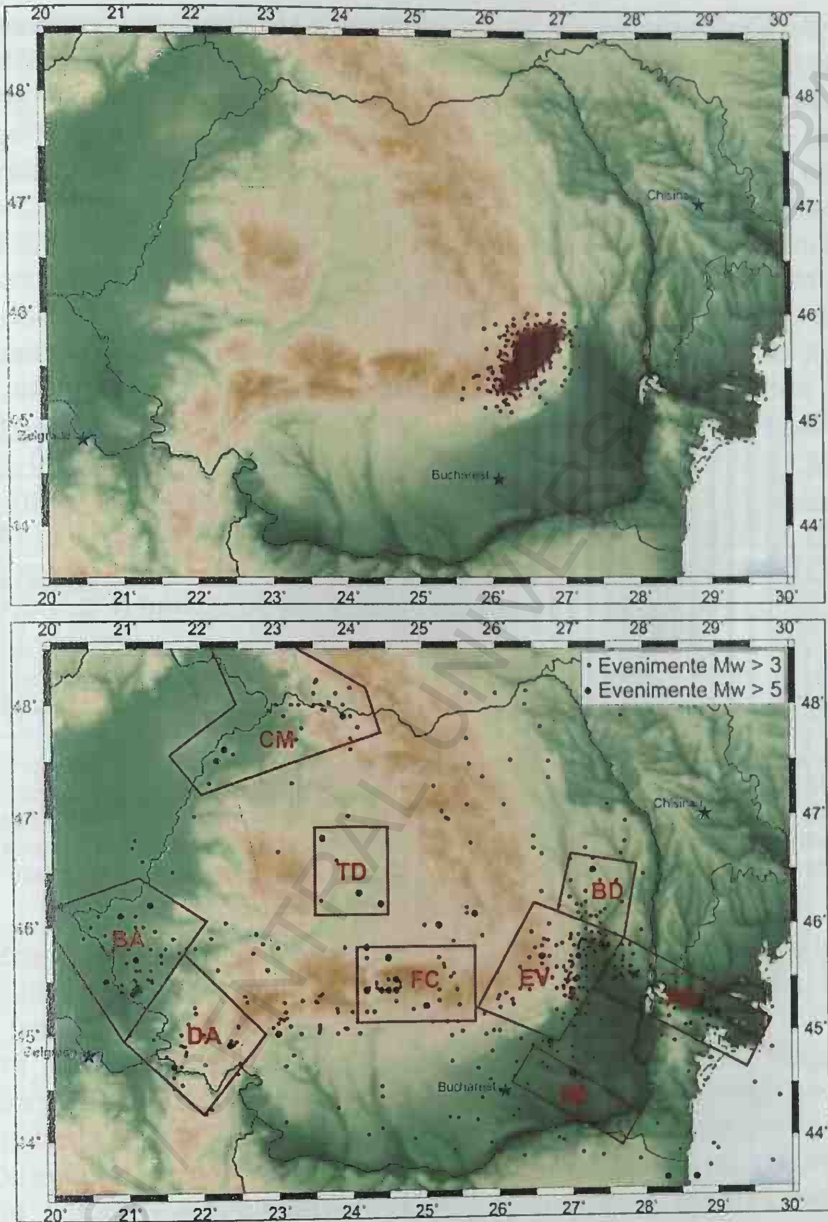


Fig.V.34. ***Seismicitatea României*****:** (**A**) Harta seismicității subcrustale (de adâncime intermediară, h > 60 km) indică o concentrare a hipocentrelor în zona seismogenă ***VRANCEA*** (Catalogul *ROMPLUS* actualizat, Oncescu *et al.*, 1999); (**B**) Harta seismicității de adâncime superficială (h < 60 km) indică situarea hipocentrelor în zonele seismogene ***Est Vrancea*** (EV), ***Făgăraș - Câmpulung*** (FC), ***Danubiană*** (DA); ***Banat*** (BA); ***Crișana - Maramureș*** (CM); ***Depresiunea Bârlad*** (DB); ***Depresiunea Predobrogeană*** (PD); ***Falia Intramoesică*** (IM) și ***Depresiunea Transilvaniei*** (DT) (Radulian *et al.*, 2000; Ardeleanu *et al.*, 2005).

Regimul tensional al zonei subcrustale Vrancea este compresiv, ilustrând fenomenul de subducție a plăcilor *Est-Europeană* și *Moesică* sub cea *Intra-alpină*. Rezultatele proiectului de refracție seismică *VRANCEA 99* (Hauser *et al.*, 2001) și ale studiilor ulterioare (Ivan, 2011) indică adâncimi ale Discontinuității Moho (= grosimea crustei terestre) în zona Vrancea, de aproximativ 40-41 km la Cheia - Muntele Roșu, în SW zonei epicentrale și de aproximativ 30,9 km la Vrâncioaia, în NE acesteia. Activitatea seismică a acestei zone este generată la adâncimi intermediare, între 60-200 km (subcrustale), concentrându-se într-un volum focal relativ redus dimensional, care definește un lob al unui corp litosferic mai rece, aflat în subducție, cu înclinare aproape verticală. În cadrul acestuia, activitatea seismică se manifestă în două domenii de adâncime: 60-100 km și 120-200 km, seismele puternice ale secolului XX localizându-se în ambele secțiuni: cel din 1977 (M_W = 7.4) și cel din 1990 (M_W = 6.9) în segmentul superior, iar seismul din 1940 (M_W = 7.7) și cel din 1986 (M_W = 7.1) în segmentul inferior de adâncime (Fig.V.35).

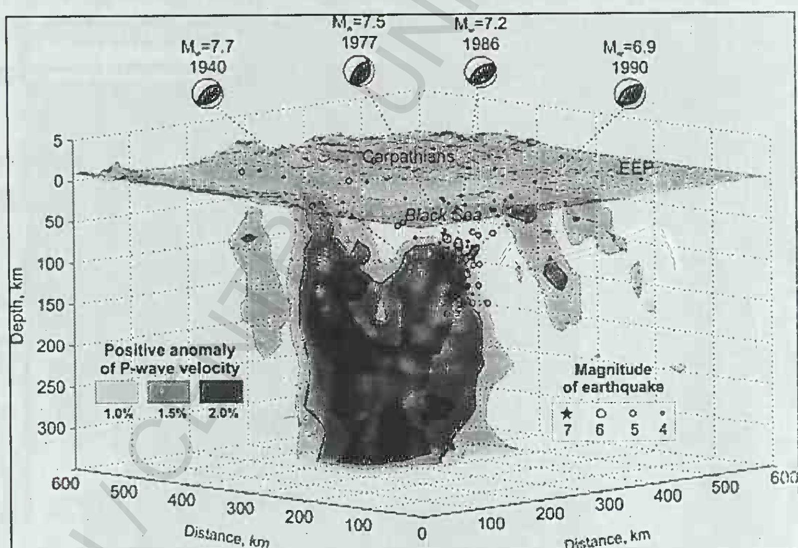


Fig.V.35. Localizarea corpului litosferic subcrustal (mai rece) din zona seismogenă ***VRANCEA*** (Ismail-Zadeh *et al.*, 2005).

În ceea ce privește mecanismul focal al acestor cutremure subcrustale, de adâncime intermediară, soluțiile obținute indică o compresiune ce induce activitate tectonică pe o falie inversă, al cărei plan are o orientare NE-SW și înclinare spre NW, către arcul carpatic (Fig.V.35). Distribuția zonelor de intensitate macroseismică a

cutremurelor subcrustale vrâncene indică aceeași tendință generală NE-SW (Fig.V.36).

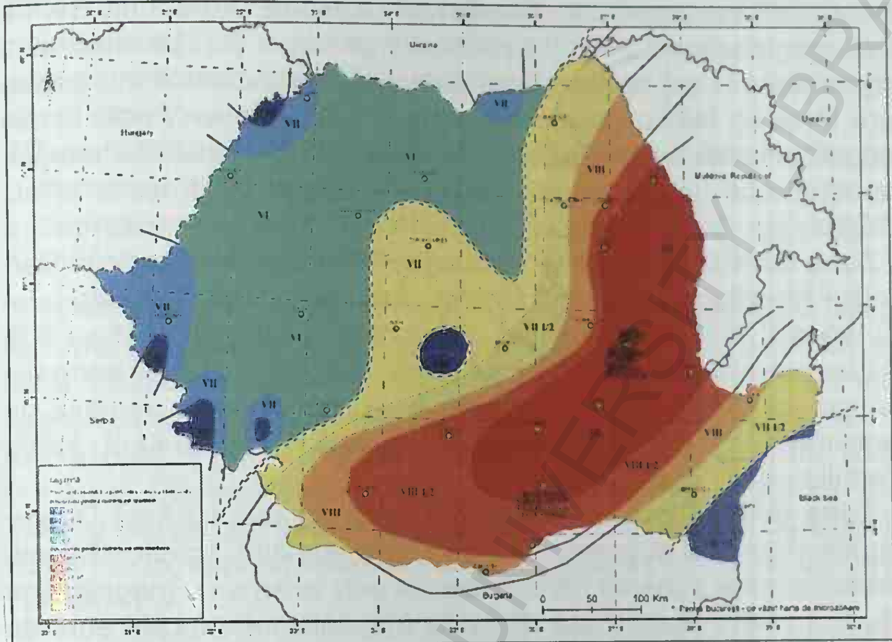


Fig.V.36. ***Seismicitatea României***: harta intensității macroseismice a *seismelor intermediare (subcrustale)* din zona ***VRANCEA***: roșu (IX ½, IX), oranj (VIII ½, VIII), galben (VII ½, VII) și a *seismelor superficiale (crustale)* cu epicentre în celelalte zone seismogene ale teritoriului: albastru (VIII, VII ½, VII), verde (VI); de remarcat, este introdusă și seismicitatea din sud-estul Dobrogei, generată de zona seismogenă ***Shabla*** (Bulgaria) (I.N.C.D.F.P., http://www.infp.ro/).

■ **Zona Est - VRANCEA (EV)** - este o zonă de seismicitate superficială, care se distribuie difuz către est față de arcul carpatic, într-un tronson delimitat de *Falia Peceneaga - Camena* la nord și *Falia Intra - Moesică* la sud (așa-numita "subplacă a Mării Negre"). Seismele sunt moderate, nedepășind magnitudinea 6, însă se pot manifesta frecvent concentrări de tipul "roiurilor de cutremure". Rata momentului seismic M_0 în partea crustală a zonei Est - Vrancea (cca. $5,3 \cdot 10^{15}$ Nm/an) este mult mai redusă decât rata în domeniul subcrustal (cca. $1,2 \cdot 10^{19}$ Nm/an) (Radulian *et al.*, 2000). Soluțiile mecanismelor focale sunt de mai multe tipuri: falierea inversă, alunecarea laterală şi falierea normală, ceea ce indică manifestarea unui câmp de tensiuni complex, caracteristic tranziţiei de la regimul compresiv predominant în adâncime, la regimul extensional predominant în crustă.

▪ **Zona FĂGĂRAȘ - CÂMPULUNG (FC)** - este situată în estul Carpaților Meridionali și constituie zona de generare a celor mai puternice seisme superficiale (crustale) înregistrate pe teritoriul României; magnitudinea acestora poate atinge M_W = 6.5. Seismicitatea deosebită a zonei este cauzată de activitatea tectonică a unui sistem local de falii, cu plane orientate NV-SE. Mecanismele focale identificate indică procese de faliere normală și alunecare laterală, caracteristice unui regim de tensiune extensional (Enescu *et al.*, 1996).

▪ **Zona DANUBIANĂ (DA)** - este situată în segmentul sudic al Carpaților Meridionali, adiacent Dunării. Activitatea seismică este relativ ridicată, însă magnitudinea observată nu depășește M_W = 5.6. Cauza seismicității este activitatea tectonică de tipul falierii normale, cu axa orientată aproximativ N-S, în concordanţă cu regimul de tensiune extensional din Carpaţii Meridionali (Oncescu *et al.*, 1988; Radulian *et al.*, 2000).

▪ **Zona BANAT (BA)** - constituie o zonă de contact între Depresiunea Panonică și partea vestică a Orogenului Carpatic. Seismicitatea acestei zone se caracterizează prin seisme cu magnitudine M_W > 5 relativ numeroase. Soluțiile mecanismelor focale sunt de tipul falierii inverse și a alunecării laterale, ceea ce indică un câmp de tensiuni compresional cu orientarea E-W, în concordanță cu modelul aproximativ radial al regimului extensional din Bazinul Panonic, care induce o compresie pe această direcție în zona situată în estul său (Grünthal & Stromeyer, 1992).

▪ **Depresiunea BÂRLAD (DB)** - constituie un tronson al Platformei Scitice, delimitat față de orogenul Nord-Dobrogean prin *Falia Sf. Gheorghe - Oancea - Adjud*. Seismicitatea manifestată este moderată, cutremurele nedepășind M_W = 5.6, iar soluțiile mecanismelor focale indică falierea normală asociată regimului extensional.

▪ **Depresiunea PREDOBROGEANĂ (PD)** - constituie o unitate tectonică aparținând Platformei Scitice și reprezentând o prelungire spre SE a Platformei Bârladului. În această zonă, seismicitatea este asociată în special marginii sale sudice, urmărind aliniamentul *Faliei Sf. Gheorghe*, iar activitatea seismică moderată, de până la $M_W \leq$ 5.3 și mecanismele focale sunt similare Platformei Bârladului.

▪ **Falia INTRA - MOESICĂ (IM)** - este un aliniament de fractură care traversează Platforma Moesică în direcția NW-SE, separând două sectoare distincte ale fundamentului. Deşi este o falie adancă

bine definită, atingând baza litosferei (Enescu, 1992) şi se extinde către sud-est până în regiunea *Faliei Nord-Anatoliene* (Săndulescu, 1984), activitatea seismică asociată este slabă şi sporadică. Foarte puţinele soluţii de mecanism focal disponibile corespund regimului extensional observat în aria avanfosei Carpaţilor (cu excepţia regiunii crustale Vrancea).

- **Zona CRIȘANA - MARAMUREȘ (CM)** - este o zonă seismogenă cunoscută doar din datele istorice.
- **Depresiunea TRANSILVANIEI (DT)** - este o zonă seismogenă definită numai pe baza informaţiilor istorice.

Datele istorice care ne parvin din cronicile vechi arată că pe teritoriul provinciilor istorice ale României, activitatea seismică s-a făcut simțită de peste un mileniu și jumătate - datele sunt însă sporadice și neconcludente, iar pentru etapele anterioare nici nu există date. În acest sens, cataloagele realizate de către Radu (1979) și Constantinescu & Mârza (1980) asupra perioadei 984-1997 și completate ulterior cu actualizări în timp real ale Catalogului *ROM-PLUS*, cuprind informații certe începând cu seismul din 1471 (Tabelul V.4).

Preluând slova cronicii cărturarului moldovean **Grigore Ureche** (1590-1647), scriitorul **Mihail Sadoveanu** (1880-1961) descrie în cartea sa "Viața lui Ștefan cel Mare" **cutremurul din 29 august 1471**: "... *în ziua de 29 august a anului 1471, sărbătoarea Tăierii cinstitului cap al Sfântului Prooroc Ioan, fiind Vodă la prânz cu boierii săi în spătăria cea mică din cetatea Sucevei, s-a simțit mare cutremur... Dumnealui Dajbog paharnicul tocmai dregea stăpânului său, turnând vin în cupa de argint și luând credința, când s-a simțit freamătul măruntaielor pământului. Toți s-au privit albi la obraz, apoi s-au răsucit cătră Măria Sa. Îndată după întâiul cutremur, a venit al doilea val și în cetate a sunat o prăbușire. Copiii de casă și aprozii au adus veste că s-a risipit un corn din turnul cel mare al Nebuisei, unde era și clopot; iar clopotul s-a mișcat sunând... La odăile nemților și siimenilor era o frământare neobișnuită: oștenii se băteau în capete ieșind pe ferestre. Atunci Domnul a dat căpitanului de nemți poruncă și acesta s-a dus asupra oștimii, repezind la odăi cuvântul stăpânitorului: în puține clipe toate cetele au ieșit în arme și cu coifuri, rânduindu-se în linii la vedere, cu maimarii lor... Ștefan-Vodă s-a oprit în fața șiragurilor privind ațintit, fără să mustre pe nimeni, dar mustățile cărunte ale multor lefegii alvaniți și unguri tremurau; și unii dintre oștenii pământeni ar fi poftit să intre în pământ... - Cui i-a fost spaimă? a întrebat zâmbind Măria Sa...*" (Sadoveanu, 1934). Cutremurul a avut epicentrul în Vrancea și în afară de Moldova, s-a simțit și în Crimeea, Transilvania și Țara Românească, producând numeroase pagube materiale și foarte probabil și victime. Estimările realizate indică o intensitate macroseismică de aproximativ VIII și o magnitudine M = **7.5**.

Cel mai important eveniment seismic de pe teritoriul României a fost **cutremurul din 26 octombrie 1802** - denumit și "cutremurul cel mare", acesta a avut cea mai ridicată magnitudine estimată (M = **7.9**) pentru un seism din România și a afectat

o arie largă a Europei de est, fiind resimțit de la Moscova și Sankt Petersburg până la Istanbul și Ithaka (Grecia). Călugărul cronicar **Dionisie Eclesiarhul** (1759-1820) scria despre cutremurul din 1802: "... *s-au cutremurat pământul foarte tare, de au căzut toate turlele bisericilor din București și clopotnița cea vestită (Turnul Colței), care era podoaba orașului, cu ceasornic, au căzut și s-au sfărâmat și era atunci mare frică...*". Turnul Colței (Fig.V.37), construit ca turn-clopotniță al ansamblului mănăstirii Colțea, din București, avea o înălțime de aproximativ 50 m și a fost cea mai înaltă și atrăgătoare clădire din oraș timp de peste un secol. Prăbușit parțial și cu structura puternic afectată și de cutremurele ulterioare (1829, 1838), acesta a fost demolat în anul 1888, pentru a face loc Bulevardului Colțea (actualmente I.C.Brătianu).



Fig.V.37. *București, Turnul Colței*: înainte și după cutremurul din 1802 (https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Doussault_-Turnul_Col%C5%A3ei,_1842.jpg).

Cutremurul din 10 noiembrie 1940 a fost cel mai puternic seism din România secolului XX, ca energie eliberată, având M_W **= 7.7**. A avut efecte devastatoare în centrul și sudul Moldovei, precum și în Muntenia, iar în afara granițelor țării a fost resimțit de la Moscova și până la Istanbul și Atena. Orașul Panciu a fost distrus în proporție de 90-95 %, iar alte orașe precum Focșani, Tecuci, Galați și Iași au fost grav afectate. La București, evenimentul cel mai important a fost prăbușirea blocului Carlton (Fig.V.38) - primul "zgârie-nori" românesc, realizat din beton armat, cu 14 etaje și 47 m înălțime, dar fără protecție paraseismică. În afara celor 140 de victime decedate în clădire, totalul victimelor din București s-a ridicat la peste 1.000.

Cutremurul din 4 martie 1977 (M_W **= 7.4**) a fost cel mai distructiv seism recent din România, înregistrând 1.578 de victime decedate, peste 11.000 de răniți și numeroase pagube materiale (32.897 locuințe distruse sau avariate grav, 763 unități industriale afectate *etc.*) (Fig.V.39). Cutremurul s-a resimțit puternic în sudul Moldovei, dar mai violent în Oltenia și Muntenia; de asemenea a fost resimțit și în țările vecine Bulgaria, Serbia, Ungaria, Ukraina și Moldova.



Fig.V.38. ***București, Blocul Carlton***: înainte și după cutremurul din 1940 (http://www.b365.ro/imagini-rare-cu-bucurestiul-dupa-cutremurul-din-1940-bloc-de-14-etaje-distrus-complet-foto_234067.html).



Fig.V.39. ***București:*** clădiri avariate și prăbușite, în urma cutremurului din 1977 (http://www.reporterntv.ro/stire/40-de-ani-de-la-cutremurul-din-4-martie-1977-galerie-foto

Tabel V.4. Cele mai importante seisme din România (1471 - prezent) (INCDFP, http://www.infp.ro/).

Nr. crt.	DATA	EPICENTRUL	MAGNITUDINEA estimată / *Mw*	INTENSITATEA	NR. VICTIME
1.	29.08.1471	Vrancea	7.5	VIII-IX	
2.	24.11.1516	Vrancea	7.5	VIII-IX	
3.	24.12.1605	Vrancea	7.1	VIII	
4.	18.08.1681	Vrancea	7.1	VIII	
5.	12.06.1701	Vrancea	7.1	VIII	
6.	11.06.1738	Vrancea	7.7	IX-X	
7.	06.04.1790	Vrancea	7.1	VIII	
8. – (1)	**26.10.1802**	**Vrancea**	**7.9**	**IX-X**	?
9.	26.11.1829	Vrancea	7.3	VIII	
10.	23.01.1838	Vrancea	7.5	IX	
11.	31.08.1894	Vrancea	7.1	VIII	
12.	31.03.1904	Shabla (Bulgaria)	7.2	X	
13.	06.10.1908	Vrancea	7.1	VIII	
14. – (2)	**10.11.1940**	**Vrancea**	**7.7 *Mw***	IX	1000
15. – (3)	**04.03.1977**	**Vrancea**	**7.4 *Mw***	VII-IX	1578
16.	30.08.1986	Vrancea	7.1 *Mw*	VIII	2
17.	30.05.1990	Vrancea	6.9 *Mw*	VIII	14

În ceea ce privește hazardul seismic din România (Fig.V.40) și riscul seismic aferent, începând de după cutremurul din 1940 și în special după cel din 1977, care a distrus numeroase clădiri din București și din țară, s-au implementat măsuri privind proiectarea paraseismică a construcțiilor, prin modificarea corespunzătoare a normativelor și codurilor de proiectare (*P100-1/2013*).

V.8. PREVIZIUNEA și PREVENȚIA SEISMELOR

V.8.1. Previziunea și predicția seismică (engl. *earthquake forecasting / prediction*) se referă la cunoașterea cu anticipație a datei și condițiilor specifice de manifestare a unui seism. Trebuie menționat de la început că este necesară precizarea intervalului de timp pentru care se realizează studiul anticipativ respectiv.

Astfel, **previziunea pe termen lung** constă în enunțarea ocurenței unui seism într-un interval de timp cu un ecart de la câțiva ani la câteva decenii, cu un anumit ordin de magnitudine și într-o zonă

specifică de hazard seismic. Acest tip de previziune se realizează pe baza prelucrării statistice a datelor seismologice derulate pe perioade îndelungate de timp, aferente unei zone seismogene cu un regim tectonic cunoscut.

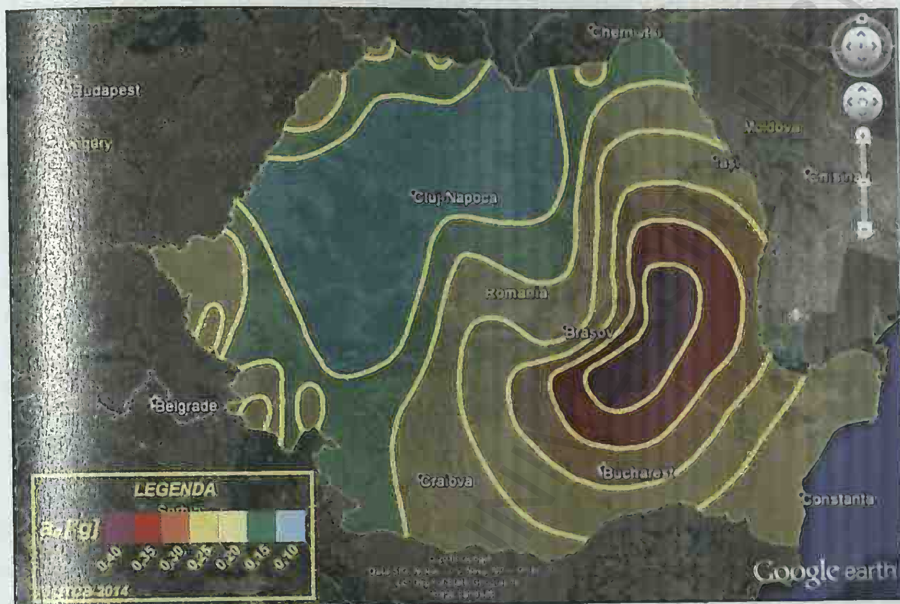


Fig.V.40. Harta *hazardului seismic din România*: în care datele de accelerație maximă a solului, exprimate ca fracțiuni ale accelerației gravitaționale (*g*) indică, cu o probabilitate de depășire de 20 % în următorii 50 de ani, producerea seismelor în zonele cu potențial seismic ridicat (http://www.encipedia.org/articole/proiectare/resurse-utile/harti-de-zonare/harta-de-zonare-seismica-din-p100-1-2013.html).

Previziunea pe termen scurt, numită și **predicție**, se referă la anticiparea evenimentului seismic într-un interval de timp foarte scurt, de ore sau cel mult zile. Lăsând la o parte predicțiile subiective nefondate științific lansate în *media*, practic, în prezent nu există o metodologie conceptuală și tehnică de predicție seismică și se pare că nici într-un viitor apropiat aceasta nu va fi operațională. Unele direcții de cercetare a observațiilor realizate de-a lungul timpului includ evenimente precursoare precum: fluctuația activității microseismice, creșterea nivelului hidrogeochimic de radon, deformări ale solului, comportamentul anormal al animalelor *etc*. Acestea, însă, nu s-au dovedit a fi eficace decât în cazuri foarte rare de predicție cu succes a seismelor iminente.

V.8.2. Prevenția seismică se referă la ansamblul acțiunilor întreprinse de societate în vederea diminuării riscului seismic și vulnerabilității populației la hazardul seismic al unei zone. Chiar dacă s-ar putea realiza predicția reușită a seismelor, prevenția seismică va rămâne în continuare cea mai importantă componentă a combaterii efectelor distructive a cutremurelor.

Cu excepția cazurilor particulare (*tsunami*, alunecări masive de teren), în care este imposibil de implementat o prevenție efectivă, în toate celelalte cazuri, structurile antropice construite necorespunzător sunt cele care cresc nivelul vulnerabilității populației, producând cele mai multe victime ("... *nu cutremurele sunt cele care ucid oameni, ci clădirile oamenilor*..."). Prin urmare, majoritatea eforturilor de prevenție seismică se concentrează în direcția elaborării unor norme operaționale privind construirea și exploatarea în siguranță a structurilor antropice, reprezentate de clădiri publice și private. În acest sens, responsabilitatea acțiunilor întreprinse se structurează pe diferite niveluri:

• *la nivel tehnic* - obiectivele principale sunt documentarea și expertizarea în vederea realizării codurilor, standardelor și normativelor de proiectare seismică, construcție și certificare inginerească a diferitelor tipuri de structuri antropice;

• *la nivel legal* - se vizează obținerea instrumentelor legislative care definesc obligativitatea respectării aspectelor tehnice legiferate;

• *la nivel social* - se urmărește obținerea unui grad cât mai înalt de conștientizare a populației asupra riscului seismic și a importanței respectării reglementărilor seismice în vigoare, precum și a efectuării simulărilor și exercițiilor de evacuare în caz de seism *etc.*

CAPITOLUL VI
GEOLOGIE ISTORICĂ

VI.1. GEOCRONOLOGIA

Geocronologia (origine: gr. *gē*, *geos* = pământ + *khronos* = timp + *logos* = știință → știința istoriei Pământului; engl. *geochronology*) este ramura Geologiei care se ocupă cu datarea materialelor geologice și determinarea succesiunii temporale a evenimentelor din istoria geologică a Pământului. De o importanță crucială în cercetarea geologică, datele geocronologice reprezintă cel mai adesea rezultatul unor investigații complexe, implicând recoltarea și procesarea a sute și mii de probe, analizate și evaluate utilizând o varietate largă de metode de geodatare. Reconstituirea cronologică a evenimentelor care au afectat Pământul a impus stabilirea unei scări a timpului geologic, la care să se poată raporta fără echivoc situarea acestora.

În funcție de metodele de geodatare utilizate, se poate stabili (1) o **vârstă relativă** (engl. *relative age*) - atunci când vârsta unui organism fosil, rocă, structură sau eveniment geologic se apreciază prin comparație (relativ) cu cea a altor fosile, roci, structuri sau evenimente și (2) o **vârstă absolută** (engl. *absolute age*) - atunci când vârsta materialului geologic respectiv este măsurată direct, instrumental și se exprimă în unitatea de măsură specifică: milioane de ani (M.a. ← mega ani = 10^6 ani) sau miliarde de ani (G.a. ← giga ani = 10^9 ani).

Geocronologia relativă (engl. *relative geochronology*) - este cea care, din punct de vedere istoric, s-a dezvoltat prima (secolele XVIII-XIX), evident, în mod empiric, în lipsa unei baze instrumenttale specifice. Aceasta utilizează vârste a căror determinare se bazează pe evenimente importante de ordin biologic - de exemplu: apariții și dispariții succesive ale diverselor asociații de animale și/sau plante, ale căror fosile sau urme și impresiuni le regăsim astăzi în terenurile care nu au fost afectate de metamorphism; aceste fosile constituie obiectul de studiu al Paleontologiei (origine: gr. *paleo, palaios* = vechi + *ôn, ontos* = ființă + *logos* = știință → știința ființelor vechi, fosile; engl. *palaeontology*). În principiu, după determinarea vârstei materialelor geologice (fosile, dar și minerale, roci, artefacte *etc.*), acestea sunt organizate succesiv în

cadrul unor unități numite cronostratigrafice, cărora le corespund entități geocronologice. Vârstele acestor terenuri sunt exprimate unele prin raport cu celelalte, fără a se utiliza unități de timp.

Astfel, se face apel la Stratigrafie (origine: lat. *stratum* = strat + gr. *graphein* = a scrie, înregistra → știința stratelor geologice; engl. *stratigraphy*), considerându-se că acumularea unei cantități de material geologic (reprezentând un strat) se realizează într-un anumit interval de timp. În acest mod, unei grupări de strate reprezentând unități cronostratigrafice, îi corespund unități temporale abstracte, numite geocronologice. Ierarhia descrescătoare a unităților geocronologice și a corespondenților lor cronostratigrafici este următoarea :

Unități geocronologice	**Unități cronostratigrafice**
• **Eon**	• **Eonotem**
• **Eră**	• **Eratem**
• **Perioadă**	• **Sistem**
• **Epocă**	• **Serie**
• **Vârstă**	• **Etaj**

Denumirea unei unități geocronologice este identică celei cronostratigrafice corespondente - de exemplu: perioada devoniană = sistemul devonian; epoca eocenă = seria eocenă; vârsta albiană = etajul albian (faptul că perioada devoniană *este mai veche decât* epoca eocenă este o apreciere geocronologică relativă). ***Notă***: toate denumirile geocronologice / cronostratigrafice în formă substantivală se ortografiază cu majusculă (de exemplu: Cretacic), iar în formă adjectivală, se scriu cu minusculă (de exemplu: fosile cretacice).

Cronologia absolută (engl. *absolute chronology*) - dezvoltată ulterior, în prima jumătate a secolului XX, aceasta utilizează vârste determinate instrumental și exprimate în unități de timp, reprezentând intervalul exact de timp derulat între momentul de apariție a materialului / structurii / evenimentului respectiv și momentul studiului său actual. Vârstele absolute se obțin în principiu prin intermediul datării radiometrice, bazate pe dezintegrarea radioactivă a izotopilor instabili conținuți în materialele datate. Se poate spune că elementele radioactive prezente în conținuturi scăzute în compoziția diverselor minerale în timpul cristalizării reprezintă veritabile cronometre geologice - de exemplu: Complexul *Bushweld* din Africa de Sud (conținând cele mai mari rezerve din lume de elemente platinice - Pt, Pd, Os, Ir, Rh, Ru și vaste cantități de Fe, Cr, Ti și V) are vârsta de 2,1 G.a. (miliarde de ani) - aceasta este o vârstă absolută.

VI.1.1. METODE de GEODATARE RELATIVĂ

Dintre metodele de geodatare relativă, o serie se bazează pe corelările realizate cu ajutorul fosilelor și stratelor sedimentare (metodele paleontologice și stratigrafice), iar altele utilizează caracteristicile fizice și chimice ale mineralelor, rocilor și ale altor materiale (metoda tefrocronologică, datarea paleomagnetică, metoda analizei izotopilor stabili de oxigen, metoda izotopilor radiogeni de stronțiu).

VI.1.1.1. Metodele paleontologice (engl. *palaeontological methods*) - constau în studiul resturilor fosilizate de faună şi vegetaţie, considerând liniile lor evolutive independente, dar în special asociaţiile fosile, în vederea datării şi corelării succesiunilor sedimentare, precum şi a reconstituirii condiţiilor de paleomediu. Pentru fosilele de dimensiuni reduse au fost elaborate metode specifice de studiu: Micropaleontologia (pentru resturi de faună) şi Palinologia (pentru resturi vegetale - spori şi polen).

Fosilele (origine: lat. *fossilis* = dezgropat, scos din pământ prin săparea unei fose, ← *fodere* = a săpa; engl. *fossil*) - reprezintă orice rest organic și orice impresiune sau mulaj al unui organism sau fragment organic, precum și orice produs al manifestărilor fiziologice ale organismelor, care s-a conservat în rocile crustei terestre, timp de cel puțin câteva mii de ani. **Fosilele propriu-zise** (engl. *body fossils*) sunt reprezentate de părțile dure ale organismelor, care au fost mineralizate în timpul vieții și astfel sunt mai rezistente la acțiunea distructivă a factorilor exogeni - acestea sunt, în general piese scheletice, de tipul *exoscheletului* (la nevertebrate): **cochilii, carapace, testuri, spiculi** *etc.* (Fig.VI.1. A,B,C) și de tipul *scheletului intern* (la vertebrate): **oase, dinți, cartilagii calcifiate** (Fig.VI.1.D). Țesuturile moi (mușchi, tendoane, organe interne) cel mai frecvent sunt distruse prin descompunere, însă, în cazuri excepţionale, acestea se pot păstra (uneori chiar organismul în întregime) prin înglobarea naturală rapidă, după deces, în materiale conservante precum: gheața, rășina, chihlimbarul (Fig.VI.1.E), ceara, asfaltul natural, gelurile silicioase, sarea *etc.* Urmele fosile (engl. *trace fossils*) sunt denumite colectiv **ichnofosile** (origine: gr. *ichnos* = urmă + fosilă; engl. *ichnofossils*) și sunt reprezentate de mulaje și impresiuni ale organismelor care nu s-au păstrat prin fosilizare, precum și urme de deplasare, hrănire, reproducere, adăpostire *etc.* (Fig.VI.1.F,G). În cadrul studiului paleontologic, este foarte importantă precizarea semnificaţiei fosilelor dintr-un mediu determinat şi anume:

• **fosile index (conducătoare)** (engl. *index fossils*) - sunt fosilele care prezintă o mare repartiţie geografică (= pe orizontală) şi o extensie redusă în timp (= pe verticală), constituind astfel un bun indicator biostratigrafic; apartenenţa aproape exclusivă a acestora la un anumit tip stratigrafic, permite astfel datarea stratelor care le conţin - de exemplu: trilobiţii pentru Cambrian;

• **fosile de facies** (engl. *facies fossils*) - sunt fosilele care aparţin unor organisme dezvoltate numai în anumite condiții ale mediului de viaţă, constituind astfel un bun indicator al condiţiilor paleoecologice şi, deci, al formării faciesurilor sedimentare - de exemplu: coralii sunt indicatori ai apelor marine puţin

adânci; dacă faciesul este menţinut, fosilele de acest tip trec dintr-o unitate stratigrafică în alta, având astfel o dezvoltare mai extinsă în timp, fapt pentru care ele nu pot fi utilizate la datarea straturilor sedimentare;

- **fosile indiferente** (engl. *common fossils*) - sunt cele care aparţin unor organisme care au trăit într-un interval mare de timp şi care suportă variaţii ale condiţiilor de mediu, neavând o anume specificitate.

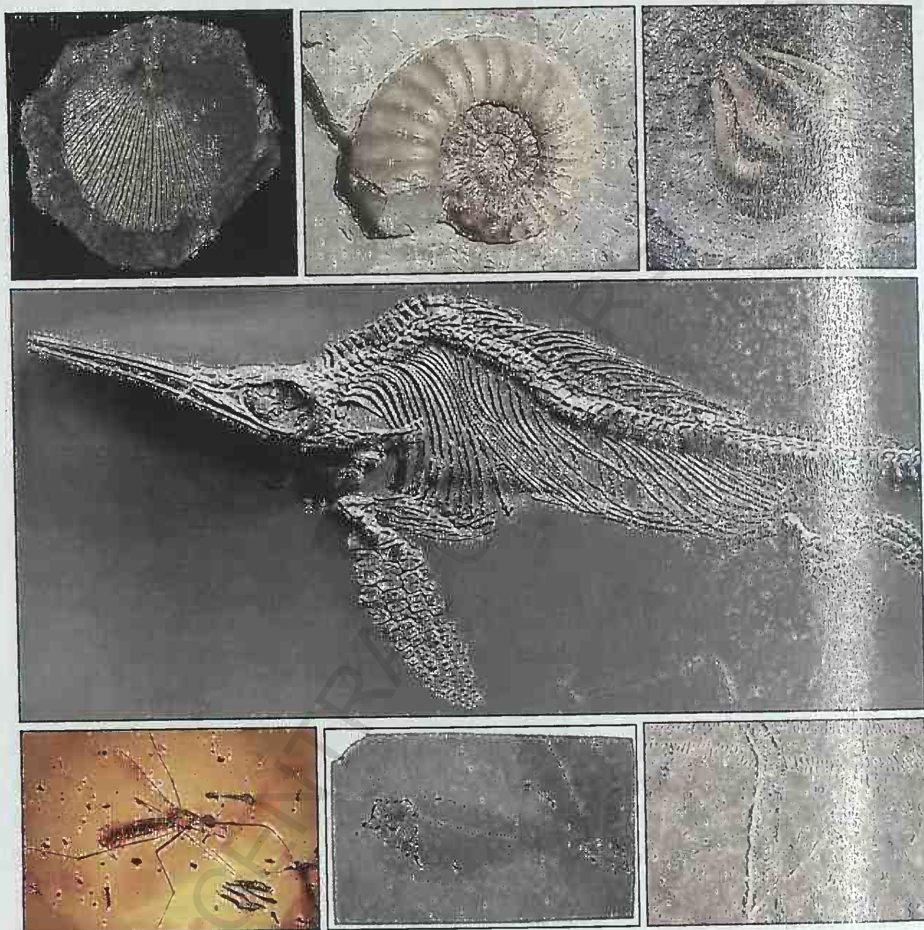


Fig.VI.1. *Fosile*: **(A)** Cochilie bivalvă fosilizată (*Daonella sp.*); **(B)** Cochilie înrulată fosilizată, specifică amoniţilor (*Asteroceras sp.*); **(C)** Fosilă de crinoid (*Agaricocrinus americanus*); **(D)** Schelet fosil de reptilă marină (*Ichtyosaurus sp.*); **(E)** Insectă conservată în chihlimbar (*Toxorhynchites sp.*); **(F)** Impresiune de schelet fosil de peşte *Knightia eocaena*); **(G)** Ichnofosilă: urme de deplasare (*Climactichnites*) (www.google.com).

O poziţie specială o au **fosilele remaniate** (engl. *reworked fossils*) - sunt fosilele care provin din roci de o anumită vârstă, care au fost transportate şi redepozitate în cadrul depozitelor mai recente; datorită diferenţei de vârstă şi de mediu originar de dezvoltare, acestea trebuie tratate în mod separat faţă de fosilele indigene. De asemenea, se mai utilizează termenul de **fosile vii** sau **relicte** (engl. *living fossils*) - pentru anumite genuri de animale sau plante care

se regăsesc în număr restrâns în fauna și flora actuală, persistând de sute de milioane de ani cu aceeași organizare fenotipică a corpului, fără modificări evolutive (de exemplu: *Gingko biloba; Latimeria sp.; Nautilus sp. etc.*).
Deși toate tipurile de fosile sunt colectate și studiate, totuși, micropaleontologia se dovedește a fi frecvent cea mai bună metodă de datare relativă, deoarece microfosilele tind să fie mai larg și mai uniform distribuite într-un sediment, se conservă mai bine și înlesnesc determinări de vârstă mai precise decât resturile de cochilii mari sau de oase. Microfosilele palinologice de polen și spori sunt utilizate la reconstituiri de paleomediu. Deși paleontologia se limitează la studiul depozitelor sedimentare, în care fosilele se pot conserva, aceste metode pot fi utilizate și la stabilirea vârstei relative a intruziunilor magmatice, faliilor și altor structuri geologice adiacente sau intercalate între stratele sedimentare.

În vederea stabilirii cronologiilor relative pe baza studiului fosilelor, se utilizează o serie de principii:

◦ Principiul identităţii paleontologice (engl. *principle of palaeontological identity*) - afirmă că straturile conţinând aceleaşi fosile au aceeaşi vârstă;

◦ Principiul evolutiv (engl. *principle of evolution*) - presupune că un strat care conţine fosile mai evoluate este mai recent decât un strat care conţine fosile mai primitive.

VI.1.1.2. Metodele stratigrafice (engl. *stratigraphic methods*) - utilizează studiul stratelor sedimentare din crusta terestră şi ordinea succesiunii lor, în scopul stabilirii unei cronologii relative. Deoarece studiul stratigrafic și paleontologic constituie apanajul terenurilor sedimentare, este necesară precizarea unităților litostratigrafice, utilizate în succesiunea ierarhică prezentată mai jos:

• **STRATUL** (origine: lat. *stratum* = acoperământ, pătură; engl. *bed / layer / stratum - strata*, pl.) - constituie un volum de roci cu geometrie în general tabulară, delimitat de suprafețe mai mult sau mai puțin plane și paralele, având caracteristici interne care îl diferențiază de alte unități similare: omogenitate compozițională și structurală, granulometrie și culoare specifice; stratul este cea mai mică unitate convențională în ierarhia litostratigrafică sedimentară.
• **MEMBRUL** (engl. *member*) - este o unitate litostratigrafică superioară, constituită din mai multe strate și este întotdeauna parte a unei formațiuni.
• **FORMAȚIUNEA** (engl. *formation*) - este unitatea fundamentală a clasificării litostratigrafice, utilizată pentru a carta, descrie și interpreta geologia unei regiuni; se identifică prin caracterul său litologic și poziția sa stratigrafică; grosimea unei formațiuni poate varia în limite foarte largi: de la câțiva metri, la mii de metri; o formațiune este reprezentată printr-o secțiune de referință (= stratotip), pentru a putea fi corelată stratigrafic.
• **GRUPUL** (engl. *group*) - este constituit din două sau mai multe formațiuni, care au în comun proprietăți diagnostice semnificative.
• **SUPERGRUPUL** (engl. *supergroup*) - este un termen utilizat pentru asocieri de grupuri sau de formațiuni și grupuri cu trăsături litologice comune semnificative.

Fundamentarea studiului stratigrafic s-a realizat având în vedere o serie de principii, dintre care menţionăm:

◦ <u>Principiul superpoziţiei</u> (engl. *principle of superposition*) - afirmă că un strat sedimentar este mai recent decât cel pe care acesta îl acoperă, altfel spus: într-un aranjament orizontal nemodificat, stratele aflate în poziţie inferioară sunt mai vechi, iar cele superioare sunt mai noi; acest principiu, uşor de aplicat în bazine sedimentare nederanjate, nu mai este valabil în regiunile în care fenomenele tectonice au modificat considerabil alura primordială a depozitelor;

◦ <u>Principiul sincronismului</u> (engl. *principle of synchronicity*) - precizează faptul că două strate sedimentare diferite din punct de vedere litologic şi lipsite de fosile, dar cuprinse între strate identice, sunt sincrone;

◦ <u>Principiul continuităţii</u> (engl. *principle of lateral continuity*) - postulează că un strat sedimentar limitat de un culcuş şi de un acoperiş şi definit de un anumit facies, are aceeaşi vârstă în toate punctele sale; cu alte cuvinte: în timpul acumulării unui strat, aceleaşi fenomene sedimentare s-au produs în acelaşi timp, în numeroase puncte ale mediului de sedimentare.

VI.1.1.3. Metoda tephrocronologică (origine: gr. *tephra* = cenușă + *khronos* = timp + *logos* = știință → știința datării cenușelor; engl. *tephrochronology*) - utilizează datarea bazată pe corelația stratigrafică a cenușelor vulcanice transportate eolian și acumulate pe suprafețe vaste. În afara acestei corelații, uneori din cenușe sunt separate minerale care sunt utilizate pentru datări radiometrice (*a se vedea mai jos*).

VI.1.1.4. Metoda datării paleomagnetice (engl. *paleomagnetic dating*) - se bazează pe corelarea măsurătorilor realizate pe probe orientate provenind de pe planșeul oceanic sau din domeniul continental, pentru stabilirea variațiilor câmpului magnetic de-a lungul timpului.

VI.1.1.5. Metode de datare cu izotopi stabili (engl. *stable isotopes dating*) - datele de analiză a izotopilor stabili derivați din materiale minerale și biologice pot furniza informații asupra condițiilor de mediu trecute și prezente și pot fi utilizate în corelațiile geocronologice - de exemplu, izotopii oxigenului, $^{18}O/^{16}O$. În timpul vieții organismelor marine, concentrația izotopilor de oxigen din carbonatul de calciu $CaCO_3$ din constituția cochiliilor moluștelor și

din materialul algal calcaros se echilibrează cu cea a apei de mare în care viețuitoarele trăiesc, preluând astfel conținutul izotopic al acesteia. În timpul glaciațiilor, deoarece volume mari de ^{16}O sunt fixate în gheața calotelor și banchizelor glaciare, apa oceanului planetar se îmbogățește în izotopul greu al oxigenului, ^{18}O. Prin urmare, datele izotopice extrase din sedimentele bogate în cochilii fosilizate constituie un indicator al modificărilor climatice și al ciclurilor glaciare (*a se vedea Glaciația cuaternară*). Alți izotopi stabili utilizați pentru corelații geocronologice sunt izotopii de sulf **$^{36}S/^{34}S$** și cei de carbon **$^{13}C/^{12}C$**.

VI.1.1.6. Metode de datare cu izotopi radiogeni $^{87}Sr/^{86}Sr$ (engl. *radiogenic isotopes dating*) - conținuturile izotopilor stronțiului dizolvat în apa oceanului planetar au variat de-a lungul timpului, în funcție de *input*-ul continental sau al mantalei superioare, fiind moderate și amortizate de reciclarea carbonaților. Analizând conținuturile izotopilor de Sr din cochillile calcaroase și din minerale, similare cu cele din apa marină, valorile $^{87}Sr/^{86}Sr$ pot fi utilizate fie prin comparație cu diferite valori de referință (pentru Permian, Jurasic, Cretacic *etc.*), fie pentru corelarea diverselor intervale stratigrafice.

VI.1.2. METODE de GEODATARE ABSOLUTĂ

Geodatarea absolută se realizează prin metode care în majoritatea lor utilizează studiul izotopilor radioactivi ($^{238}U/^{206}Pb$, $^{40}K/^{40}Ar$, $^{87}Rb/^{87}Sr$, ^{14}C *etc.*), dar există și alte metode (termoluminescență, lumenscență stimulată optic *etc.*).

VI.1.2.1. Metode de datare cu izotopi radioactivi (datare radiometrică) (engl. *radiometric dating*) - în principiu, se stabileşte timpul scurs de la formarea unui mineral, rocă ş.a.m.d. raportând numărul atomilor radioactivi dezintegraţi până în prezent (= izotopi derivaţi), la numărul iniţial de atomi radioactivi (= izotopi parentali), ţinând cont de constanta de dezintegrare a izotopului considerat. Această constantă se află în relaţie directă cu perioada (sau timpul) de înjumătăţire (engl. *half-time*) specific fiecărui radionuclid, care reprezintă durata intervalului în care se dezintegrează jumătate din orice cantitate dată a elementului respectiv. În consecinţă, în funcţie de tipul materialului geologic de datat şi de vechimea estimată a acestuia, se utilizează o serie de izotopi cu perioade de înjumătăţire mai lungi (de miliarde de ani), sau mai

scurte (mii de ani, sau chiar mai scurte). În Tabelul VI.1 sunt prezentaţi principalii izotopi radioactivi cu perioade foarte lungi de înjumătăţire, utilizaţi în geodatarea materialelor geologice vechi şi foarte vechi, cu vârste de sute de milioane şi miliarde de ani, prin metodele: **$^{238}U/^{206}Pb$, $^{232}Th/^{208}Pb$, $^{40}K/^{40}Ar$, $^{87}Rb/^{87}Sr$** *etc.*

> O menţiune specială este cea asupra izotopilor cu perioadă de înjumătăţire scurtă, la scara timpului geologic (**$^{129}I/^{129}Xe$**), care sunt extincţi, adică au dispărut de pe Pământ şi din Sistemul Solar. Este cazul izotopului de iod ^{129}I, care nu mai există în prezent şi care are o perioadă de înjumătăţire de aproximativ 16 M.a., producând prin dezintegrare radioactivă un ultim nuclid stabil, izotopul xenonului ^{129}Xe. Faptul că în special meteoriţii, dar şi unele roci terestre prezintă conţinuturi ridicate ale produsului de dezintegrare ^{129}Xe radiogenic, indică existenţa trecută a izotopului parental ^{129}I, generat doar prin nucleosinteză în cadrul unei explozii stelare de tip supernova (Reynolds, 1960a; 1960b). Prin urmare, utilizarea izotopilor $^{129}I/^{129}Xe$ furnizează informaţii asupra unui aport de elemente chimice în nebuloasa pre-solară, având ca sursă un eveniment de tip supernova din apropiere, care probabil a avut loc cu aproximativ 100 M.a. înainte de formarea Sistemului Solar (Gilmour *et al.*, 2006).

Pentru datarea structurilor şi evenimentelor geologice recente, cu vârste cuprinse între câteva milioane de ani şi până la câteva mii de ani, precum şi a celor geomorfologice, sunt utilizate metode bazate pe izotopi cosmogeni, formaţi în stratele superioare ale litosferei, sub efectul radiaţiei cosmice galactice.

Tabelul VI.1. Principalii izotopi radioactivi utilizaţi în geodatare

Izotopul parental	**Izotopul derivat**	**Perioada de înjumătăţire (ani)**	**Aplicabilitate**
^{238}U	^{206}Pb	$4,468 \cdot 10^9$	Roci magmatice şi metamorfice conţinând zircon, baddeleyit, monazit, titanit, rutil, pechblendă, thorianit, perovskit; roci cu carbonaţi; granule singulare din sedimente.
^{235}U	^{207}Pb	$0,7038 \cdot 10^9$	
^{232}Th	^{208}Pb	$14,01 \cdot 10^9$	
^{40}K	^{40}Ar	$1,25 \cdot 10^9$	Minerale cu potasiu (de ex. mice, feldspaţi); hornblendă; sticlă de impact meteoritic; minerale autigene.
^{87}Rb	^{87}Sr	$4,88 \cdot 10^{10}$	Minerale cu potasiu; minerale autigene din sedimente; roci felsice.
^{147}Sm	^{143}Nd	$1,06 \cdot 10^{10}$	Roci magmatice mafice; meteoriţi; granaţi din roci metamorfice.
^{187}Re	^{187}Os	$4,56 \cdot 10^{10}$	Molibdenit; alte minerale rare din depozite minerale.

Astfel de izotopi cosmogeni, reprezentaţi în principal de **^{10}Be, ^{26}Al, ^{36}Cl, ^{81}Kr** au perioade de înjumătăţire foarte scurte, după cum se poate observa din Tabelul VI.2. O poziţie aparte este cea a izotopului cosmogen carbon **^{14}C**, care trebuie separat de izotopul ^{14}C radiogen, format în atmosferă şi prezent ca o fracţiune redusă cantitativ în toate stadiile ciclului carbonului în natură. Acesta din urmă este preluat în mod continuu din mediu de către organismele vii şi fixat în ţesuturile plantelor şi animalelor, inclusiv ale omului. În timpul vieţii, metabolismul specific fiecărui organism menţine proporţia de ^{14}C egală cu cea din atmosferă, însă, după decesul acestuia, ^{14}C începe să se dezintegreze, proporţia sa în ţesuturile păstrate scăzând progresiv cu rata timpului său de înjumătăţire, adică de 5730 de ani. Din aceste motive, ^{14}C radiogen este larg utilizat în geologie şi arheologie pentru datarea materialelor organice de vârstă recentă, cum ar fi: scheletele şi cochiliile fosile, cornul, pielea, lemnul, cărbunele şi orice altă rămăşiţă animală sau vegetală conservată.

Tabelul VI.2. Principalii izotopi cosmogeni utilizaţi în geodatare

Izotopi cosmogenici	Perioada de înjumătăţire (ani)	Aplicabilitate
^{10}Be	$1,5 \cdot 10^6$	Sedimente marine; noduli de mangan; gheaţă (din gheţari); cuarţ în roci expuse; vârsta terestră a meteoriţilor; roci vulcanice din arcuri vulcanice.
^{26}Al	716 000	Sedimente marine; noduli de mangan; gheaţă (din gheţari); cuarţ în roci expuse; vârsta terestră a meteoriţilor.
^{36}Cl	308 000	Gheaţă (din gheţari); roci vulcanice expuse; vârsta terestră a meteoriţilor.
^{81}Kr	213 000	Gheaţă (din gheţari); vârsta de expunere la radiaţiile cosmice a meteoriţilor.
^{14}C (cosmogen şi radiogen)	5 730 ± 40	Carbon biogen; carbonat de calciu; vârsta terestră a meteoriţilor.

VI.1.2.2. Metoda amprentelor de fisiune (engl. *fission-track method*) - deși în sine este tot o metodă radiometrică, aceasta nu utilizează, ca și metodele anterioare, raportarea numărului atomilor radioactivi dezintegraţi până în prezent la numărul iniţial de atomi radioactivi. Metoda se bazează pe evaluarea amprentelor (striațiilor) lăsate de fisiunea spontană a izotopului de uraniu ^{238}U

în structura cristalină a unor minerale care îl conțin ca element-urmă, precum apatitul, zirconul, titanitul, sau sticlele vulcanice. Amprentele de fisiune (cu dimensiuni între 1-15 μm) sunt sensibile la căldură și dispar ("se închid"), iar rețeaua cristalină se reface la anumite temperaturi specifice fiecărui mineral, numite *temperaturi de blocare* - de exemplu : peste 120°C pentru apatit; cca. 200°C pentru zircon și cca. 300°C pentru titanit. Prin urmare, prezența acestor striații este un indicator al ultimului process de răcire care a afectat proba respectivă. Această metodă este utilizată în mod special pentru determinarea evenimentelor termice de joasă temperatură din evoluția termică a unui bazin, centură orogenă *etc.*

VI.1.2.3. Metoda luminescenței - se referă la două procedee: metoda termoluminescenței (engl. *thermoluminescence*) și metoda luminescenței stimulate optic (engl. *optical stimulated luminescence, OSL*). Metodele constau în evaluarea efectelor optice de tipul luminescenței, pe care le prezintă mineralele expuse radiației din mediu. Această expunere produce defecte în rețeaua cristalină a mineralelor respective, care, stimulate termic sau optic, produc o luminescență măsurabilă. Deoarece defectele cristaline sunt reversibile prin expunere la lumină sau căldură, metoda este aplicabilă în mod limitat, doar depozitelor de până la 500.000 ani vechime (cuaternare).

VI.2. VÂRSTA PĂMÂNTULUI

Stabilirea vârstei Pământului (engl. *age of the Earth*) a constituit o problemă importantă a Geoștiințelor, care a suscitat interes și vii controverse încă de acum câteva secole. Chestiunea a fost soluționată cu acuratețe cantitativă abia la jumătatea secolului XX, **vârsta Pământului fiind stabilită la 4,567 G.a.** (miliarde de ani). Aceasta este o vârstă obținută indirect, pe baza datării altor materiale din Sistemul Solar (meteoriți și ulterior alte materiale), deoarece nu s-au păstrat până astăzi roci provenind din stadiile incipiente ale formării planetei noastre. Toate valorile de geodatare absolută au fost obținute prin utilizarea metodelor radiometrice, implicând legile dezintegrării radioactive.

Lăsând la o parte evaluările anterioare ale vârstei terestre, unele prea puțin fondate științific sau nici măcar obiective, se consideră ca o primă estimare documentată, cea realizată de către fizicianul scoțian **William Thomson, Lord Kelvin** (1824-1907), pe baza unui model termic simplu, care a concluzionat că vârsta Pământului ar fi fost cuprinsă între 20 - 40 M.a. (Kelvin, 1895; 1899). După descoperirea **radioactivității** în anul 1896, de către fizicianul francez

Henry Bequerel (1852-1908) și studiile ulterioare realizate de soții **Marie Skłodowska Curie** (1867-1934) și **Pierre Curie** (1859-1906), fizicianul britanic **Ernest Rutherford** (1871-1937) a elaborat teoria transmutației elementelor radioactive (Rutherford & Soddy, 1902), conceptul de timp de înjumătățire a nuclizilor radioactivi și a identificat radiațiile de tip α (alpha) și β (beta); de asemenea, Rutherford a introdus pentru prima dată ideea transpunerii efectelor radioactivității elementelor chimice într-o măsurătoare eficientă a vârstelor geologice. Astfel, utilizarea izotopilor radioactivi în datarea absolută a materialelor geologice a deschis o nouă „eră" în studiul geologic, prin descoperirea în 1907 a izotopului de plumb ^{206}Pb ca ultim produs (stabil) de dezintegrare radioactivă a uraniului ^{238}U, de către chimistul american **Bertram Boltwood** (1870-1927), profesor la Universitatea Yale din New Haven (Connecticut, S.U.A.). Geologul britanic **Arthur Holmes** (1890-1965) (Fig.VI.2.A), pionier al geocronologiei, a fost cel care a realizat prima datare instrumentală pe baza izotopilor $^{238}U/^{206}Pb$ a unor depozite paleozoice și a publicat prima carte de specialitate asupra geocronologiei terestre (Holmes, 1913; 1927). De o importanță deosebită a fost perfecţionarea **spectrometrului de masă** (Fig.VI.3) de către fizicianul american **Alfred O.C. Nier** (1911-1994) şi utilizarea acestuia de către chimistul american **Harold C. Urey** (1893-1981) (premiul Nobel pentru chimie, în anul 1934) în geocronologie. Pe baza măsurătorilor realizate de Nier (1938) asupra abundenței izotopilor de plumb din depozitele de galenă (PbS), Arthur Holmes și fizicianul german **Friedrich G. Houtermans** (1903-1966) au realizat, în mod independent (Holmes, 1946; Houtermans, 1946) primele datări absolute ale Pământului, obținând vârste de aproximativ 3 miliarde de ani. Vârsta absolută a obiectelor meteoritice și implicit a Pământului, a fost stabilită pentru prima dată cu acurateţe în anul 1956, de către geochimistul american **Clair C. Patterson** (1922-1995) (Fig.VI.2.B). Acesta a utilizat metoda izotopilor $^{207}Pb/^{206}Pb$ pe probele a doi meteoriți: *Canion Diablo* (meteorit feros) și *Nuevo Laredo* (meteorit bazaltic) (Fig.VI.4), obținând valoarea de 4,55 ± 0,07 G.a. (Patterson, 1956), modificată ulterior la 4,567 G.a. În prezent, este dovedit științific faptul că Pământul nu are o dată fixă de formare, ci că fenomenul de condensare a materialului cosmic din care s-au format planetele și celelalte obiecte din Sistemul Solar a avut loc la aproximativ 4,567 G.a. Ulterior, procesele acreționare au continuat pentru încă 30-80 M.a., astfel încât, formarea Pământului a fost un proces evolutiv și îndelungat, derulat pe ce cel puțin câteva zeci de M.a.



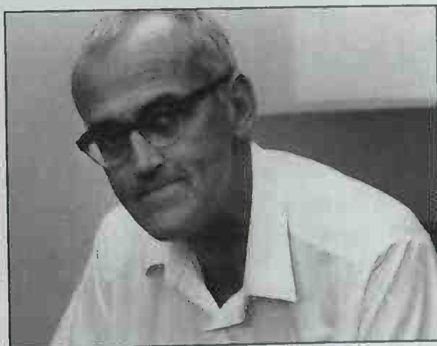


Fig.VI.2. **Geocronologie**: **(A)** ***ARTHUR HOLMES*** (1890-1965), geolog britanic care a realizat prima datare izotopică instrumentală (1913); **(B)** ***CLAIR C. PATTERSON*** (1922-1995), geochimist american care a stabilit pentru prima dată vârsta izotopică a Pământului (1956) (www.google.com).

Cele mai vechi materiale terestre descoperite până în prezent nu sunt roci, ci cristale de zircon ($ZrSiO_4$) (Fig.VI.5), un mineral silicatic de zirconiu, foarte răspândit în natură. Acesta este prezent sub forma cristalelor individuale, ca mineral accesoriu în constituția rocilor magmatice și metamorfice, iar în urma dezagregării acestora, zirconul se acumulează în depozitele sedimentare, făcând parte din fracțiunea lor grea (> 2,9 g/cm^3).



Fig.VI.3. *Spectrometru de masă* de tip *SHRIMP II* (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*) utilizat în analiza izotopică pentru geodatare (http://www.ga.gov.au/scientific-topics/disciplines/geochronology).

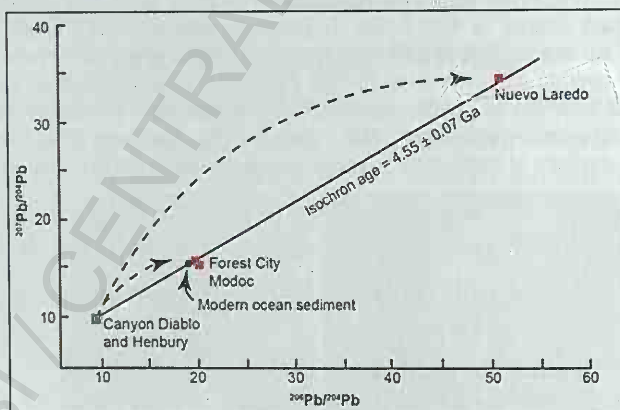


Fig.VI.4. Vârsta Pământului (linia izocronă de 4,55 ± 0,07 G.a.) (Patterson, 1956).

Zirconul este un mineral dur (7 ½ pe scara Mohs), stabil și foarte rezistent - proprietăți care îi conferă caracteristicile unui sistem închis, astfel încât, acesta "supraviețuiește" rocilor în care a cristalizat, chiar și atunci când acestea sunt supuse proceselor geologice radicale precum alterarea mecanică și chimică, metamorfismul, topirea *etc.* Conținuturile sale ridicate în elementele radioactive uraniu U și thoriu Th, precum și cele de heliu He, hafniu Hf, lutețiu Lu și alte

pământuri rare (engl. *rare-earth elements, REE*) îl desemnează ca un mineral foarte utilizat pentru geodatare. În acest sens, pe cristalele de zircon se utilizează în special metodele U-Pb, U-Th/He, amprentelor de fisiune și catodoluminescenței.

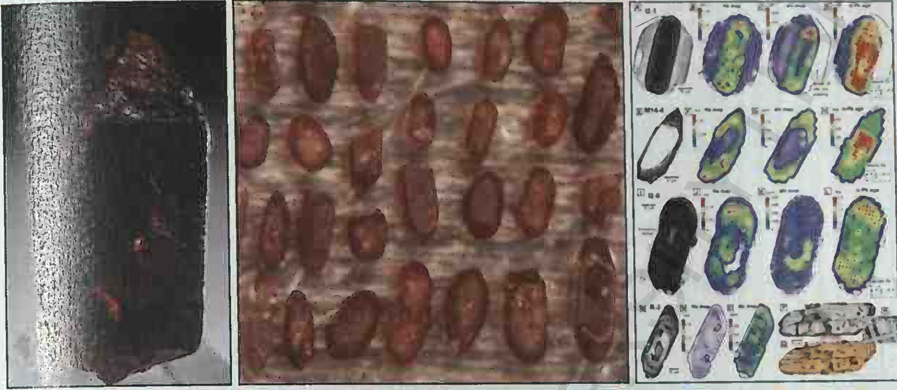


Fig.VI.5. Cristale de **ZIRCON** ($ZrSiO_4$): **(A)** cristal singular (www.marinemineral.com); **(B)** cristale de zircon de dimensiuni milimetrice de la **Jack Hills** (Australia), utilizate pentru geodatare (Aaron Cavosie); **(C)** imagini de catodoluminescență și localizare grafică a conținuturilor de He, U, Pb ale cristalelor de zircon (Danišík *et al.*, 2017).

Cele mai vechi cristale de zircon descoperite până în prezent pe Pământ provin din Australia, din locațiile **Jack Hills** (Fig.VI.6.A) și **Mount Narryer**, din Complexul Gnaiselor Narryer, din cadrul Cratonului Yilgarn (Western Australia) și sunt datate la **4,404-4,374** și respectiv, **4,180** G.a. (miliarde de ani) (Compston & Pidgeon, 1986; Wilde *et al.*, 2001; Valley *et al.*, 2014).



Fig.VI.6. Cel mai vechi mineral descoperit pe Pământ: ***zirconul*** - **(A)** cristal de zircon descoperit la ***JACK HILLS*** (Australia), cu vârsta de 4.374 ± 0,006 M.a. (Valley *et al.*, 2014); **(B)** cristal de zircon din gnaisele Complexului ***ACASTA*** (Canada) cu vârsta de 4.036 M.a; pe cristal sunt marcate vârstele obținute (în M.a.) în locațiile de analiză ale microsondei, amplasate în structura zonată a acestuia (Bowring & Williams, 2013).

Alte cristale foarte vechi de zircon au fost descoperite în Canada, în gnaisele Complexului **Acasta** (Fig.VI.6.B), din Cratonul Slave (Teritoriile de Nord-Vest) și au fost datate la **4,002 ± 4 -**

4,031 ± 3 G.a. (Bowring & Williams, 1999; Iizuka *et al.*, 2006). În acest caz, fiind conservată și matricea în care s-au format aceste cristale, se poate spune că, practic, cele mai vechi roci de pe Pământ sunt Gnaisele Acasta, având vârsta de 4,031 G.a. De asemenea, roci foarte vechi au fost descoperite în vestul Groenlandei, în gnaisele Complexului **Itsaq**, datate la 3,900 G.a. (Nutman *et al.*, 1996) și care reprezintă primele roci foarte vechi, descoperite în anii `60-`70 ai secolului XX.

VI.3. SCARA TIMPULUI GEOLOGIC sau SCARA CRONOSTRATIGRAFICĂ

Organizarea scării timpului geologic (engl. *geologic time scale*) constituie una dintre realizările revoluționare ale Geoștiințelor, reprezentând un demers științific laborios, derulat pe mai mult de două secole și care suportă în continuare modificări și precizări.

Realizată pe baza cercetărilor relative și absolute, scara cronostratigrafică utilizează repere internaționale (care frecvent au și corespondenți locali), a căror actualizare și omologare se realizează cu ocazia lucrărilor congreselor internaționale de specialitate, supervizate de către **Comisia Internațională de Stratigrafie** (engl. *International Commission on Stratigraphy, ICS*) și ratificate de către **Uniunea Internațională a Științelor Geologice** (engl. *International Union of Geological Sciences, IUGS*).

Scara cronostratigrafică cuprinde unitățile geocronologice / cronostratigrafice și reperele lor temporale respective, având ca fundament un volum imens de date provenind din diferite subdomenii geologice: stratigrafie, sedimentologie, paleontologie, micropaleontologie, palinologie, petrologie, mineralogie, geochimie, tectonică, geofizică, paleoecologie, paleogeografie *etc.* Aceste date, care sunt mai mult sau mai puțin complete astăzi, reprezintă dovada manifestării diverselor evenimente din istoria geologică a Pământului, începând cu formarea acestuia, instalarea atmosferei și hidrosferei, continua deplasare a tronsoanelor litosferice, apariția și evoluția vieții, evenimentele paleomagnetice *etc.*

Scara cronostratigrafică, prezentată actualmente sub forma unui tabel succint (Fig.VI.7), conține numele eonilor, erelor, perioadelor *etc.*, raportate la vârstele lor absolute, exprimate în milioane de ani (M.a.).

Fig.VI.7. ***Scara cronostratigrafică internațională - 2017***
(http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2017-02.jpg).

De asemenea, sunt figurate punctele și secțiunile globale ale limitelor stratotipurilor (engl. *Global Boundary Stratotype Section and Points, GSSP* - marcate Ŧ) care definesc limitele inferioare ale unităților stratigrafice. Dintre cele peste 100 de unități, aproximativ 30 % sunt în curs sau urmează a fi definite cu ajutorul punctelor *GSSP*. În cadrul scării, se observă că unitățile geocronologice majore, denumite eoni (origine: *aionos* = eternitate; engl. *eons*), sunt patru la număr, în ordine cronologică (adică, de la vechi → nou, sau de jos în sus, ↑): **HADEANUL**, **ARHAICUL**, **PROTEROZOICUL** și **PHANEROZOICUL**. Grupate împreună - Hadeanul, Arhaicul și Proterozoicul - constituie **Precambrianul**, care reprezintă intervalul de timp anterior Cambrianului (= prima eră a Phanerozoicului). Din cauza rarității materialului fosil cunoscut din acest interval, a mai fost denumit și "**Cryptozoic**" (origine: gr. *cryptos* = ascuns + *zóé*, *zôon* = formă de viață, animal, → viață ascunsă). Prin comparație, ultimul eon, numit Phanerozoic (origine: gr. *phaneros* = vizibil + *zóé*, *zôon* = formă de viață, animal → viață vizibilă, cunoscută), este caracterizat de abundența fosilelor vegetale și animale descoperite, care furnizează informații asupra acestei etape geologice. O reprezentare schematică a scării timpului geologic și a principalelor evenimente din istoria geologică a Pământului este prezentată în Fig.VI.8.

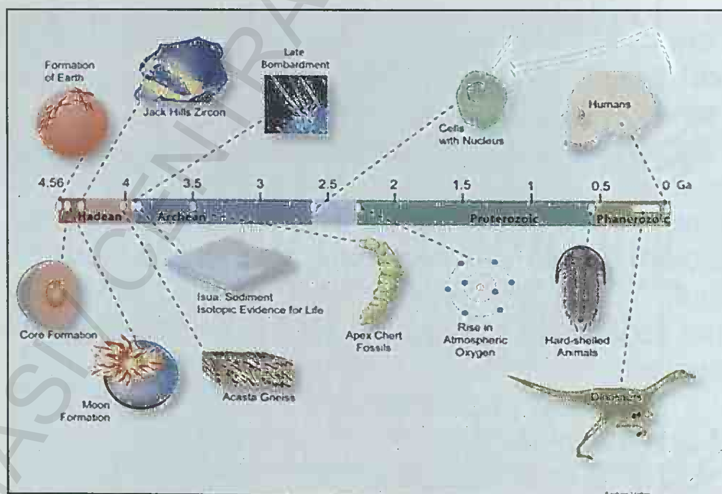


Fig.VI.8. Reprezentare artistică a scării timpului geologic (4,56 - 0 G.a.) cu situarea evenimentelor majore din istoria geologică a Pământului (http://www.sci-news.com/geology/science-jack-hills-zircon-oldest-known-fragment-earth-01779.html).

Deoarece o descriere detaliată a evenimentelor care au marcat istoria geologică prezentată sintetizat în cadrul scării cronostratigrafice ar fi extrem de laborioasă și niciodată exhaustivă, în cele ce urmează sunt prezentate doar unele caracteristici mai importante ale intervalelor acesteia, grupate în principiu în categoriile: repere stratigrafice, paleogeografie și evoluție a vieții.

VI.3.1. PRECAMBRIANUL

Deși denumirea de "Precambrian" (engl. *Precambrian*) nu este un termen stratigrafic în sine din cadrul ierarhiei geocronologice standard, ci se referă pur și simplu la intervalul în care s-au format toate rocile anterioare Cambrianului, această denumire s-a păstrat tradițional și se utilizează în mod curent. În ansamblul său, Precambrianul reprezintă aproape 90 % din timpul geologic, însă, din nefericire, cea mai mare parte a sa rămâne încă nedocumentată. Prin urmare, în lipsa succesiunilor de roci la care să se facă referință, acest interval a fost subdivizat în cea mai mare parte convențional și ulterior s-au atașat datele de vârstă izotopică obținute în special prin metodele ^{87}Rb / ^{87}Sr și ^{40}K / ^{40}Ar pentru roci și minerale cu potasiu; ^{238}U / ^{206}Pb și ^{232}Th / ^{208}Pb pentru zircon și apatit. În partea superioară a Precambrianului, pe măsura apropierii de eonul Phanerozoic, acumularea datelor asupra stromatolitelor, secvențelor litologice, paleomagnetismului, episoadelor magmatice, glaciare și tectonice *etc.* a determinat o subdivizare mai obiectivă a acestui gigantic interval primordial din istoria geologică terestră (Fig.VI.9).

VI.3.1.1. Eonul HADEAN (4,567-4,000 G.a.)

HADEANUL (origine: gr. *Hades* - zeul infernului, în mitologia greacă; engl. *Hadean*) este diviziunea cea mai veche a timpului geologic, extinsă de la începutul procesului de formare a Pământului (4,567 G.a.) și până la data primelor roci terestre cunoscute (4,030 G.a.) - adică, ceva mai mult de 500 M.a. Denumit de către geologul american **Preston Cloud** (1912-1991) după *Hades*, zeul infernului (Cloud, 1976), intervalul Hadeanului a avut foarte probabil caracteristici "infernale", având în vedere temperaturile extrem de ridicate cauzate de procesul de acreție planetară aflată în curs, la care se adăuga prezența activă a izotopilor radioactivi cu timp scurt de înjumătățire (care produceau, se pare, de patru ori mai multă căldură decât în prezent), precum și, spre sfârșitul intervalului, un bombardament meteoritic de mare intensitate.

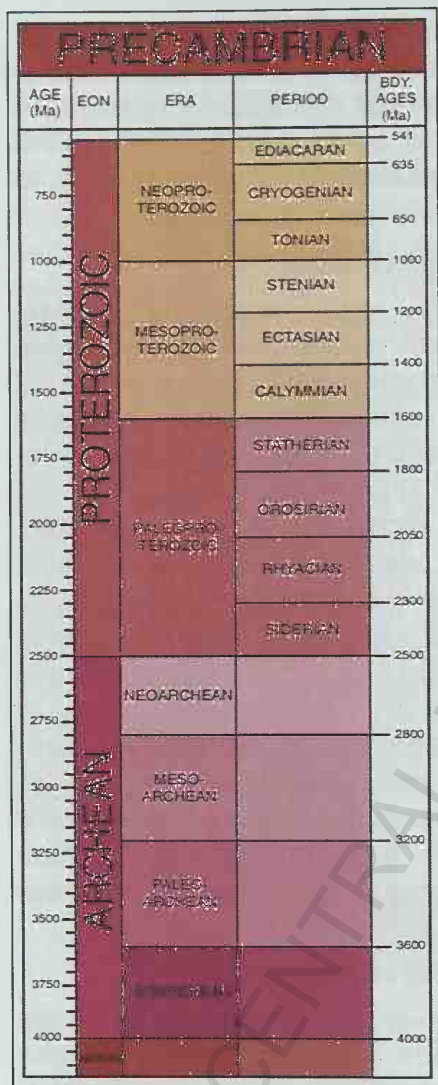


Fig.VI.9. Scara cronostratigrafică a **PRECAMBRIANULUI** (4,567-0,541 G.a.), cuprinzând eonii: **HADEAN** (4,567-4,000 G.a.), **ARHAIC** (4,000-2,500 G.a.) și **PROTEROZOIC** (2,500-0,541 G.a.) (https://www.geosociety.org/documents/gsa/timescale/timescl.pdf).

Impactul cu un "embrion" planetar de mari dimensiuni, denumit *Theia* (origine: gr. *Theía* = titanidă, mamă a zeiței *Selene* / Luna, în mitologia greacă; engl. *Theia*) (Fig.II.1), care a avut loc probabil cu aproximativ 40 M.a. după începutul acreției Pământului, a condus la formarea satelitului terestru natural, Luna. În prezent, se consideră că episodul formării Lunii, petrecut la cca. 4,52 G.a., când Pământul încă se afla în stadiile de acreție planetară, este parte integrantă a procesului de evoluție terestră.

Diferențierea planetară, reprezentând separarea nucleului terestru de manta, a început să fie activă cam în același interval de timp și, foarte probabil, diferențierea de fază dintre nucleul extern fluid și cel intern solid a survenit cam tot atunci. Aceasta implică formarea incipientă a câmpului magnetic terestru, care a început progresiv să protejeze planeta de radiațiile cosmice.

În aceste stadii primordiale, Pământul a avut la partea sa externă, probabil în repetate rânduri, un ocean de magmă fierbinte având constituția mantalei, care s-a răcit treptat, formând o crustă predominant bazaltică. Cristalele de zircon descoperite în Australia, Canada și în alte zone dovedesc faptul că în perioada respectivă s-au format și fragmente de crustă felsică (foarte probabil prin diferențiere internă a terenurilor mafice groase), dar acestea au fost reciclate ulterior, fără să se păstreze ca atare până în prezent. Astfel, analiza acestor cristale de zircon a arătat că structura lor zonată, micro-incluziunile de SiO_2, precum și conținuturile de pământuri rare și valorile ridicate ale izotopului oxigenului ^{18}O indică o interacțiune la temperaturi joase a unui material felsic supracrustal cu un fluid hidratat (Wilde *et al.*, 2001) - altfel spus: este demonstrată prezența unor tronsoane (probabil insulare) de crustă felsică hadeană și existența incipientă a apei lichide la suprafața Pământului în perioada respectivă.

Procesele de reciclare a acestei cruste nou formate (reciclare care nu știm dacă a fost asociată subducției și nici altor fenomene pe care le cunoaștem astăzi ca aparținând tectonicii globale phanerozoice), au împiedicat stabilizarea litosferei, ca prim pas în formarea blocurilor continentale. În plus, spre finalul Hadeanului, acestora li s-a adăugat în intervalul 4,000-3,800 G.a. și manifestarea unui episod tardiv de bombardament meteoritic puternic (engl. *Late Heavy Meteor Bombardment, LHMB*), care a contribuit masiv la distrugerea crustei în curs de formare. Conform *Modelului Nice* (denumit după localitatea Nice, Franța - unde se află Observatorul astronomic Côte d`Azur), acestă intensificare bruscă a impactului meteoritic, care a afectat și celelalte planete telurice, a fost atribuită unei reorganizări tardive a orbitelor planetelor joviene, care au destabilizat orbitele unor planetesimale, proiectându-le spre interiorul Sistemului Solar, către planetele telurice (Gomes *et al.*, 2005; Tsiganis *et al.*, 2005; Morbidelli *et al.*, 2005). Estimările realizate indică un număr de câteva mii de asteroizi de mari dimensiuni care au lovit Pământul și celelalte planete interne (care

au păstrat mai bine urmele coliziunilor violente), dezvoltând o energie care a destabilizat echilibrul fragil al crustei terestre și probabil a vaporizat o parte a oceanului abia instalat și poate, a anihilat eventualele forme de viață, dacă acestea vor fi fost prezente (această ipoteză rămâne deschisă studiului).

Trebuie subliniat în mod special faptul că apa a fost prezentă pe Pământ în formă lichidă încă din timpul Hadeanului și, chiar dacă originea sa absolută este în continuare dezbătută, se consideră că mare parte a provenit din impactul cu diferite corpuri cosmice, precum comete, meteoriți și asteroizi, însă foarte probabil, Pământul a avut și sursele proprii de apă, similar acestora.

VI.3.1.2. Eonul ARHAIC (4,000-2,500 G.a.)

ARHAICUL (origine: gr. *arkhē, arkhaios* = început, origine, vechi; engl. *Archean*) este al doilea eon al timpului geologic și reprezintă intervalul din care s-au păstrat cele mai vechi roci formate pe Pământ, iar în cadrul unora dintre acestea s-au descoperit cele mai vechi forme de viață. Arhaicul a fost subdivizat în următoarele patru ere (↑) (Fig.VI.9):

4. NEOARHAIC: 2,800-2,500 G.a.
3. MEZOARHAIC: 3,200-2,800 G.a.
2. PALEOARHAIC: 3,600-3,200 G.a.
1. EOARHAIC: 4,000-3600 G.a.

La limita Hadean - Arhaic, se cunoaște cu precizie faptul că proto-crusta hadeană era deja dispărută, ca urmare a fenomenelor extreme de reciclare mantelică și a bombardamentului meteoritic. În ceea ce privește "supraviețuirea" materialelor hadeene (cristalele de zircon) descoperite astăzi remaniate în rocile unor unități cratonice arhaice ulterioare, cele mai multe modele converg către ideea conservării acestora în cadrul unor tronsoane litosferice cu o rădăcină mantelică sub-crustală masivă, adânc ancorată în astenosferă (Kamber, 2015). Aceste mase mantelice, puțin răspândite la nivelul globului, ar fi constituit "suportul" nucleelor cratonice arhaice masive, în care cristalele de zircon au ajuns prin cratonizare. Acest tip de unități cratonice, cu evoluție lentă și îndelungată, derulată de-a lungul Arhaicului, prezintă o istorie magmatică complexă, cu multiple evenimente intrusive și efuzive și cu compoziții caracterizate de izotopi de Pb care indică retopirea crustei foarte vechi, pre-existente, până spre finalul Arhaicului. Din această categorie de cratoni, care constituie unele dintre scuturile vechi de

astăzi, menționăm: **Yilgarn (Australia), Slave (Canada)** (Fig.VI. 10), **Zimbabwe (Africa), Nord Atlantic, Anshan (China)**. Prin contrast, se definește și un al doilea tip de unități cratonice, ale căror date izotopice indică un caracter juvenil, reprezentat de o litosferă evoluată mult mai rapid, pe parcursul a 150-300 M.a. - de exemplu, cratonii **Pilbara (Australia), Kaapvaal (Africa de Sud), Abitibi - Superior (Canada)**. În cadrul acestora, prezența materialului precursor vechi este foarte limitată, iar suportul mantelic sub-crustal adânc înrădăcinat în astenosferă, precum și cristalele vechi de zircon lipsesc. Litosfera acestor unități cratonice s-a format prin suprapunerea repetatelor curgeri vulcanice mafice/ultramafice, similare într-o oarecare măsură cu platourile vulcanice și suficient de groase pentru a se iniția o diferențiere internă.

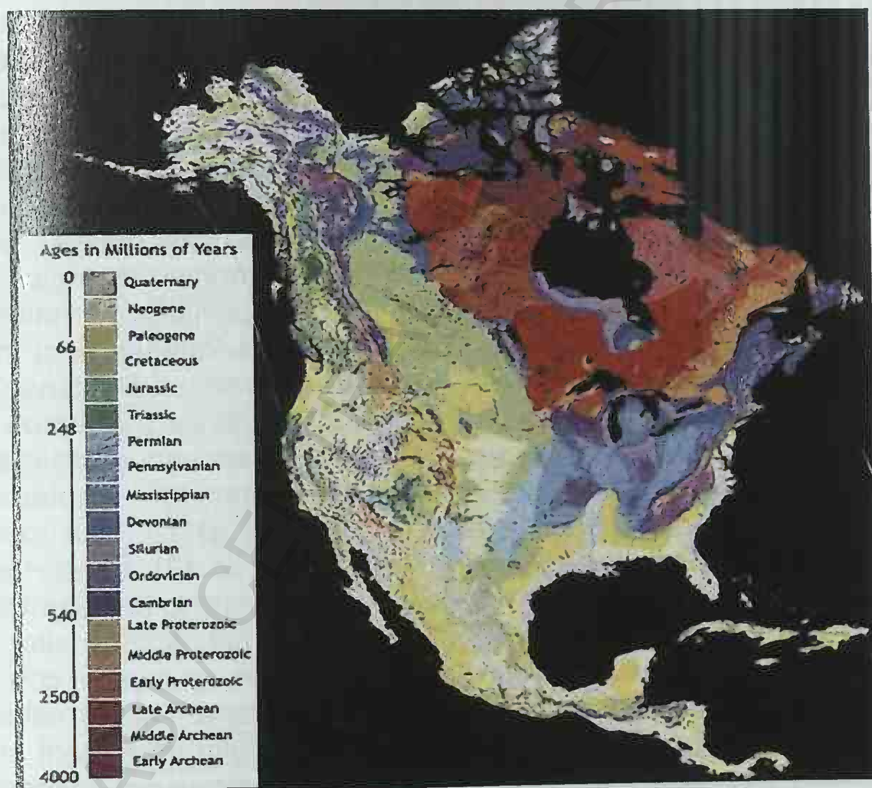


Fig.VI.10. Harta geologică a Americii de Nord, în care se evidențiază rocile arhaice (roșu) ale **Scutului Canadian**, în jurul Golfului Hudson (www.usgs.gov).

Însumând ariile de ocurență a acestor două tipuri de unități cratonice, se constată că Arhaicul a fost era precambriană în tim-

pul căreia s-a format intensiv crusta continentală, care s-a păstrat în cea mai mare parte până astăzi și a condus la formarea scuturilor și ulterior a blocurilor continentale, deplasate apoi în configurații paleogeografice succesive. Nu s-a păstrat litosferă arhaică cu crustă de tip oceanic, care să ateste existența proceselor de expansiune asociată rifturilor oceanice (este vorba despre conservarea secvențelor ofiolitice), chiar dacă, se pare că de fapt, inițierea formării crustei continentale s-a făcut prin diferențiere, pornind de la un material mafic-ultramafic primordial. Procesele evidente de reciclare a crustei care au avut loc ridică problema existenței subducției și, pe cale de consecință, a manifestării tectonicii globale în cursul Arhaicului - aceasta este în continuare dezbătută de către comunitatea științifică, acumulându-se, în principiu, argumente pentru existența sa. Ceea ce evidențiază, însă, cei mai mulți dintre cercetători, este faptul că modalitățile de funcționare a tectonicii plăcilor trebuie abordate diferit față de ceea ce cunoaștem astăzi, având în vedere condițiile diferite de evoluție a proceselor geodinamice arhaice. Un aspect de o importanță majoră este cel al regimului termic diferit față de prezent al mantalei superioare (astenosferei și mantalei sub-crustale) și crustei, care a influențat în mod decisiv comportamentul reologic și mecanic al litosferei și în general procesele geodinamice arhaice și proterozoice. Astfel, căldura internă ridicată a Pământului și în special componenta sa aferentă proceselor radioactive intense, orientate spre crustă, a determinat oscilații notabile ale temperaturilor din mantaua superioară. Acestora li s-a adăugat și sosirea episodică la suprafață a unor fluxuri ascendente din mantaua inferioară, similare panașelor de tip *hotspot* de astăzi, însă mai puternice și cu temperaturi mai ridicate (Arndt, 2013). În aceste condiții de regim termic foarte variabil în timp și spațiu al mantalei superioare, se consideră că au existat zone și perioade de alternanță a unui comportament reologic mai fluid al crustei continentale, cu unul mai rigid, similar într-o oarecare măsură celui actual. În consecință, s-a propus ideea unui regim intermitent și zonat de convecție mantelică, favorizând existența unor perioade de manifestare a unor procese similare tectonicii globale (în special subducția, ca proces de reciclare a proto-crustei arhaice), alternând la intervale variabile cu perioade de stagnare, cu caracteristici mai dificil de definit (Kamber, 2015).

Studiul petrografic al celor mai vechi roci din cadrul scuturilor arhaice arată în principal prezența rocilor metamorfice, și, subordonat, a celor magmatice și sedimentare.

Trebuie menționat faptul că de-a lungul timpului geologic, ca și în prezent, rocile crustei continentale au fost și sunt supuse incontinuu proceselor de alterare, metamorfism, anatexie (origine: gr. *anatēksis* = topire parțială; engl. *anatexis*), eroziune *etc.* și prin urmare, cu cât vârsta acestora este mai veche, cu atât posibilitatea modificării și / sau distrugerii acestora este mai ridicată și probabilitatea conservării caracteristicilor lor inițiale scade. S-a constatat că din cauza condițiilor foarte speciale din timpul Arhaicului (și parțial Proterozoicului) - temperaturile ridicate, convecția viguroasă dar intermitentă și prezența unei atmosfere diferite compozițional și în principal lipsite de oxigen (*a se vedea mai jos*) - unele roci formate în aceste intervale sunt specifice doar acestora și nu s-au mai format ulterior pe Pământ.
Astfel, dintre asociațiile de roci descoperite astăzi ca fiind caracteristice crustei continentale arhaice, dominante sunt așa-numitele **gnaise cenușii** (engl. *Gray Gneisses*) (Fig.VI.11.A), rezultate din metamorfozarea intensă a unor roci cu compoziție granitică și raport K/Na scăzut: tonalite - trondjemite - granodiorite (TTG), formate prin topirea parțială a crustei mafice hidratate. În această categorie se înscriu complexele de gnaise din Groenlanda (Amitsoq, Itsaq), din Canada (Acasta) și altele. Între aceste nuclee granitice existau bazine marine în care se acumulau sedimente asociate cu intruziuni magmatice și roci vulcanice de natură mafică și ultramafică, care au fost ulterior metamorfozate la intensitatea faciesului șisturilor verzi. Formațiunile rezultate constituie **centurile de roci verzi** (engl. *Greenstone Belts*) (Fig.VI.11.B), denumite după culoarea verzuie a mineralelor metamorfice tipice: clorit, actinolit *etc.*, prezente într-o mare varietate petrografică. Centurile de roci verzi se întind pe mai multe zeci până la mii de kilometri, iar studiul acestora furnizează informații asupra evenimentelor metamorfice și tectonice ale terenurilor arhaice. În cadrul acestor formațiuni, rocile magmatice constituie mai mult de 50% și sunt reprezentate majoritar de bazalte, urmate și de alte roci cu chimism intermediar și chiar acid. Materialul cu compoziție ultramafică este reprezentat de **komatiite** (denumite după Râul Komati, din zona Centurii Barberton, Cratonul Kaapvaal, Africa de Sud; engl. *komatiites*), care sunt roci vulcanice rare, reprezentând corespondentul de suprafață unic al peridotitelor. Komatiitele au în mod caracteristic conținuturi ridicate de Mg (18-33 % MgO) și o textură dendritică a cristalelor de olivină, numită "*spinifex*" (Fig.VI.11.C). Temperatura lor de topire extrem de ridicată, situată la peste 1650°C (bazaltele, care au cea mai ridicată temperatură de topire în prezent, se topesc la cca. 1200°C) indică faptul că în timpul Arhaicului temperaturile la interfața domeniilor magmatic / vulcanic erau mai ridicate și gradientul geotermic creștea mai abrupt, astfel că aceste roci nu s-au mai format ulterior pe Pământ. Komatiite se mai găsesc în Centura Abitibi din Canada, în Australia de Vest și Finlanda.
Caracteristice Arhaicului și Proterozoicului Inferior sunt **formațiunile cu benzi de fier**, sau formațiunile rubanate de fier (engl. *Banded Iron Formations, BIF*) (Fig.VI.11.D), care constituie depozite de natură chimică sedimentară, formate în condițiile unei atmosfere care evolua de la condiții anoxice, reducătoare, la cele oxidante. Formațiunile cu benzi de fier s-au format în intervalul 3,8-1,8 G.a., înregistrând o extensie maximă între 2,8-2,2 G.a. Fierul era prezent în mari cantități în apele oceanului planetar, provenind din vulcanismul de suprafață și din procesele hidrotermale submarine; în absența oxigenului din

atmosfera arhaică, acesta era transportat sub forma ionului feros divalent (Fe^{2+}), foarte solubil în apele de suprafață. Când oxigenul a început să fie produs prin fotosinteză de către cyanobacterii, fierul divalent a fost rapid oxidat la fierul trivalent (Fe^{3+}), care, fiind insolubil în apă, a precipitat chimic, depunându-se în strate subțiri la partea inferioară a bazinelor marine puțin adânci. De aceea, aceste formațiuni sunt alcătuite din strate cu grosimi milimetrice - centimetrice de culoare roșie-brună care conțin fier, sub forma oxizilor de fier hematit Fe_2O_3 și magnetit Fe_3O_4, dar și a carbonaților de fier, precum sideritul $FeCO_3$ și ankeritul $CaFe(CO_3)_2$. În alternanță cu acestea se găsesc strate de culoare cenușie-verzuie sau brună, care conțin minerale și roci silicioase, precum cuarțul SiO_2, jaspul, chertul, cuarțitul *etc.* - acestea reprezintă intervalele temporale în care fie scădeau conținuturile de oxigen din cauza unor condiții nefavorabile proliferării algelor care îl produceau prin fotosinteză, fie scădea aportul de fier din sursele continentale sau marine.



Fig.VI.11. Roci arhaice: **(A) gnaise cenușii** - Amitsoq Gneiss, Groenlanda (https://-earthpages.co.uk/2012/); **(B)** roci de tip *pillow lava* metamorfozate, dintr-o **centură de roci verzi** (engl. *Greenstone Belt*), Michigan, S.U.A.; **(C) komatiite** cu textura de tip "*spinifex*" - Munro, Centura Abitibi, Canada ; **(D) formațiuni cu benzi de fier** (engl. *Banded Iron Formations*) - Hamersley, Pilbara Craton, Australia (www.google.com).

În acest mod, formațiunile de fier au căpătat aspectul rubanat, cunoscut astăzi și constituie unele dintre cele mai importante surse economice de fier de pe glob - se găsesc în zona Hamersley, Cratonul Pilbara din Australia, în Canada, S.U.A., Brazilia *etc.* Atunci când tot fierul a fost oxidat și precipitat, către 2,4 G.a., oxigenul nu a mai fost captat de procesele de oxidare ajunse la saturație și a început să fie disponibil, acumulându-se și oxigenând substanțial apele

marine și atmosfera, iar depunerea formațiunilor rubanate a luat sfârșit progresiv. În condițiile atmosferei oxigenate, oxizii de fier formați în domeniul subaerian au început să coloreze în roșu-brun suprafețele rocilor alterate și solurile.
Complexe de roci arhaice conținând acumulări excepționale de elemente native și minerale importante economic sunt:
• **Complexul WITWATERSRAND (Africa de Sud)** - (3,074-2,700 G.a.) - situat în Cratonul Kaapvaal din Africa de Sud, este un bazin cu dimensiuni de 350 km pe 200 km, conținând secvențe sedimentare și magmatice cu grosimi de peste 7000 m; este considerat cel mai mare zăcământ de aur din lume, alături de care se găsește uraniu și o asociație bogată de sulfuri metalice.
• **GREAT DYKE (Zimbabwe)** - (2,575 G.a.) - este o structură magmatică (de fapt este un lopolit și nu un dyke) cu o lungime de aproximativ 550 km și lățime între 7-12 km; este situat în Cratonul Zimbabwe din Africa și este constituit din intruziuni suprapuse de roci bazice-ultrabazice, care cantonează importante acumulări de cromit, platină, aur, argint.
• **Complexul STILLWATER (Montana, S.U.A.)** - (2,700 G.a.) - este o structură magmatică intrusivă, constituită din roci ultrabazice și care conține o mineralizație importantă de cromit, aur, elemente platinice și sulfuri polimetalice. În România nu s-a descoperit până în prezent niciun tip de rocă de vârstă arhaică, cele mai vechi roci de pe teritoriul țării fiind de vârstă proterozoică.

Atmosfera și clima arhaică și în general, cea precambriană, au avut caracteristici extrem de diferite față de cele moderne, în primul rând, prin faptul că este vorba de generații diferite de atmosferă (Fig.VI.12). Astfel, în timpul Hadeanului, atmosfera de primă generație a Pământului a fost constituită din gazele nebuloasei solare (hidrogenul H_2 și heliul He), de asemenea fiind prezente conținuturi variabile de amoniac NH_3 și metan CH_4. Această atmosferă primordială s-a disipat în spațiu deoarece Pământul încă nu avea un nucleu bine diferențiat care să genereze un câmp gravitațional consistent, pentru a reține aceste elemente și compuși ușori. Atmosfera de a doua generație, sau atmosfera primitivă, caracteristică Arhaicului, a fost generată de procesele de degazeificare vulcanică, prin intermediul cărora au fost eliberate mari cantități de vapori de apă H_2O, dioxid de carbon CO_2, metan CH_4, amoniac NH_3, azot N_2, hidrogen sulfurat H_2S și de asemenea, cantități reduse de gaze inerte, produse în timpul bombardamentului meteoritic tardiv. Important de reținut este faptul că aceste gaze vulcanice, asemenea celor actuale, nu conțineau oxigen liber O_2 și, prin urmare, acesta nu era prezent nici în compoziția atmosferei terestre primitive.

Prezența acestor gaze a fost foarte importantă în cursul Arhaicului, deoarece a compensat activitatea solară mai redusă cu aproximativ 20-30% față de prezent. Această conjunctură, denumită "paradoxul Soarelui timpuriu slab" (engl. *faint young Sun paradox*), se referă la o contradicție aparentă între ipoteza

astrofizică a unei intensități solare scăzute în timpul primelor două miliarde de ani din istoria Pământului, care ar fi condus la congelarea completă a planetei în câteva secole și prezența efectivă, dovedită, a apei lichide în intervalul arhaic (Sagan & Mullen, 1972). O explicație a acestui paradox o reprezintă efectul de seră produs de prezența gazelor atmosferice CO_2, CH_4, NH_3 în principal, care au asigurat o temperatură medie terestră favorabilă menținerii apei în formă lichidă și prin urmare, și apariției vieții.

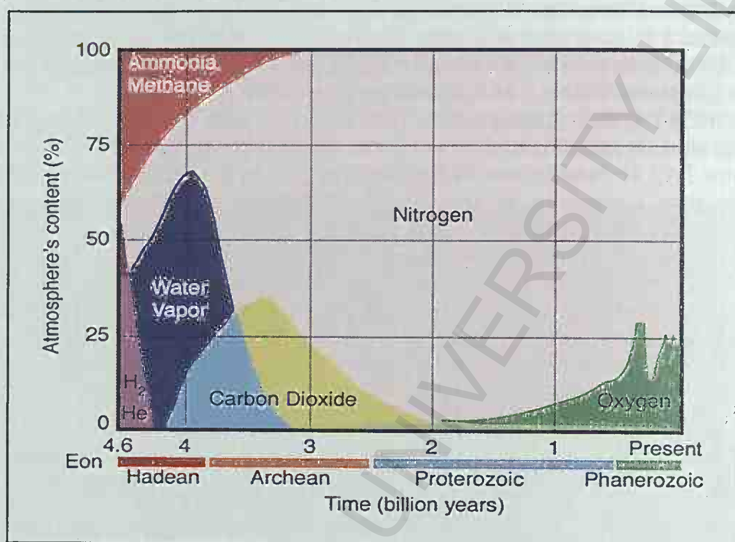


Fig.VI.12. Compoziția atmosferei Pământului de-a lungul timpului geologic (https://ponce.sdsu.edu).

În cadrul atmosferei primitive, conținutul de CO_2 era de cel puțin 20 de ori mai ridicat decât cel caracteristic nivelului atmosferic actual (engl. *Present Atmospheric Level, PAL*) (Sheldon, 2006) și s-a diminuat progresiv, pe parcursul a două miliarde de ani, până spre 2 G.a. Atât conținutul atmosferic al dioxidului de carbon, cât și cel al oxigenului au fost influențate decisiv de apariția vieții terestre, astfel încât, mai întâi CO_2 a scăzut odată cu utilizarea sa metabolică de către organismele nou apărute, care precipitau carbonatul de calciu $CaCO_3$, acumulat în depozitele carbonatice (*a se vedea mai jos*). În progresie inversă, oxigenul atmosferic a crescut treptat, generat de fotosinteza primelor organisme bacteriene. Această creștere s-a petrecut, însă, în mai multe etape, începând de la valori de 0,001 % din nivelul atmosferic actual (*PAL*), care s-au menținut timp de aproximativ jumătate din vârsta de 4,5 G.a. a Pământului (Lyons *et al.*, 2014). Așa cum s-a prezentat anterior, această situație a fost cauzată de captarea imediată a oxigenului produs prin fotosinteză și consumarea sa în

procesele de oxidare a ionilor metalici reducători, între care, fierul a fost cel mai important cantitativ. Odată cu finalizarea acestor procese oxidative, s-a produs o creștere a conținutului de oxigen atmosferic, în intervalul 2,4-2,2 G.a., cunoscută și ca ”marele eveniment de oxigenare” (engl. *Great Oxygenation / Oxidation Event, GOE*). Ulterior, acest nivel s-a menținut timp de încă un miliard și jumătate de ani, pentru ca spre sfârșitul Proterozoicului, nivelul oxigenului să crească din nou, apropiindu-se de cel actual, caracteristic atmosferei moderne. Această ultimă creștere a conținutului de oxigen atmosferic este considerată a fi cauza emergenței diferitelor filumuri de viețuitoare în timpul așa numitei ”explozii cambriene”. Detaliile acestor procese nu sunt elucidate în totalitate, în prezent existând mai multe ipoteze științifice acceptate, unele dintre acestea propunând o prezență semnificativă a oxigenului atmosferic începând cu aproximativ 3 G.a. în urmă (Fig.VI.13).

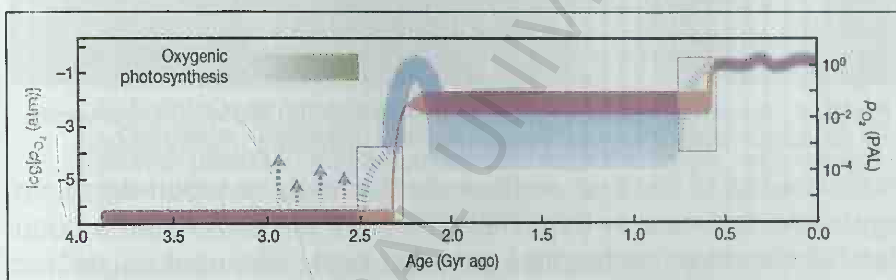


Fig.VI.13. Istoria atmosferei Pământului: evoluția conținutului atmosferic de oxigen - liniile violet ilustrează ipotezele clasice de creștere a conținutului de O_2 atmosferic, în timp ce cele albastre prezintă ipoteze mai noi, care susțin o evoluție mai complexă, în special la nivelul tranziției Arhaic - Proterozoic (2,50 G.a.) și Proterozoic – Phanerozoic (0,54 G.a.) (Lyons *et al.*, 2014).

Apariția vieții terestre a fost posibilă în condițiile existenței mediului favorabil: oceanul planetar și a sursei de energie: cea solară - pentru susținerea funcțiilor biogeochimice ale organismelor vii. Cele mai vechi forme de viață descoperite pe Pământ până în prezent și datate cu precizie au o vârstă de 3,5-3,7 G.a. Acestea sunt complexe organosedimentare de microfosile bacteriene numite stromatolite (origine: gr. *stroma* = strat, covor + *lithos* = piatră; engl. *stromatolites*) (Fig.VI.14.A) - structuri acreționare stratificate, formate ca un ”covor”, în ape puțin adânci, prin cimentarea granulelor sedimentare calcaroase de către microorganisme primitive, numite cyanobacterii. Până de curând, cele mai vechi stromatolite fosile cunoscute au fost considerate cele conservate în depozitele

sedimentare ale Formațiunii Dresser din zona North Pole Dome, Cratonul Pilbara din Australia (3,49 G.a.) (Walter *et al.*, 1980; Djokic *et al.*, 2017). Recent, au fost descoperite colonii microbiene stromatolitice în rocile centurii de roci verzi Isua, din Groenlanda, care au fost datate în 2016 la 3,7 G.a. (Mojzsis *et al.*, 1996; Nutman *et al.*, 2016). Stromatolitele se formează și în prezent, atât în Australia (Fig.VI.14.B), cât și în alte zone de pe glob, precum Mexic, Bahamas, Brazilia, Chile *etc.*



Fig.VI.14. *Stromatolite*: **(A)** depozite stromatolitice fosile (Australia); **(B)** stromatolite actuale din zona Shark Bay, Western Australia (http://www.dmp.wa.gov.au).

În anul 2017, au fost descoperite filamente și tuburi de microorganisme fosilizate în depozitele minerale din proximitatea coșurilor hidrotermale submarine, care fac parte din centura de roci verzi Nuvvuagittuq din Québec, Canada, care au fost datate la 3,77-4,28 G.a. (Dodd, 2017); aceste fosile reprezintă în prezent cele mai vechi forme de viață descoperite, fiind încă în studiu.

VI.3.1.3. Eonul PROTEROZOIC (2,500-0,541 G.a.)

Proterozoicul (origine: gr. *proteros* = primar + *zóé*, *zôon* = formă de viață, animal → primele animale fosile; engl. *Proterozoic*) este al treilea și cel mai extins eon al timpului geologic, cu o durată de două milioane de ani. La finalul său, iau sfârșit "timpurile foarte vechi", precambriene, pentru a face loc celui mai recent și mai bine cunoscut eon, Phanerozoicul. Proterozoicul a fost subdivizat în următoarele ere (↑) (Fig.VI.9):

3. NEOPROTEROZOIC: 1,000-0,541 G.a.
2. MEZOPROTEROZOIC: 1,600-1,000 G.a.
1. PALEOPROTEROZOIC: 2,500-1,600 G.a.

Limita Arhaic - Proterozoic, situată la 2,500 G.a. este în principiu utilă și semnificativă, marcând finalul formării asociațiilor de roci granitice + roci verzi, al modificării compoziționale a mantalei litosferice sub-crustale, precum și tranziția spre o atmosferă oxigenată. Alte fenomene, însă, s-au derulat în continuare și în Proterozoic, ca de exemplu: precipitarea formațiunilor cu benzi de fier, care s-a extins până spre 1,8 G.a., sau formarea komatiitelor, semnalată în jur de 2,056 G.a., în Laponia (Gangopadhyay *et al.*, 2006). O caracteristică petrologică generală a Proterozoicului a fost creșterea continuă a ratei de sedimentare, fapt ce a contribuit la instalarea unor volume foarte mari de roci sedimentare, între care cele feroase și carbonatice.

Complexe de roci proterozoice care conțin acumulări excepționale de elemente native și minerale importante economic sunt:

• **Complexul BUSHWELD (Africa de Sud)** - (2,100 G.a.) - situat în bazinul Transvaal, este o structură magmatică intrusivă, cu o suprafață de aproximativ 66.000 km^2 și o grosime maximă de 9000 m. Rocile sale de tip bazic - ultrabazic cantonează importante acumulări de crom, vanadiu, titan, fier, sulfuri polimetalice, plus cel mai mare zăcământ de elemente platinice din lume (peste 80 % dintre rezervele de platină din lume).

• **Complexul SUDBURY (Ontario, Canada)** - (1,849 G.a.) - situat în zona scutului Canadian, acesta este un corp magmatic intrusiv, reprezentând un crater de impact cu dimensiunile de 62 km pe 30 km și conține importante acumulări de nichel, cupru, platină, paladiu, aur.

Oxigenarea atmosferei, considerată unul dintre fenomenele arhaic-proterozoice majore, a atras după sine o serie de consecințe geologice, unele dintre acestea cuantificabile prin intermediul unor trasori chimici sensibili la reacțiile *redox*, cum ar fi izotopii de Mo, S, Re-Os, conținuturile de elemente platinice *etc.* (Siebert *et al.*, 2005). Dintre markerii mineralogici importanți, menționăm: dispariția piritei FeS_2 sedimentare și detritice (a cărei prezență anterioară vârstei de 2,5 G.a. atesta caracterul reducător al atmosferei) și dispariția uraninitului / pechblendei UO_2 detritice din depozitele de gresii fluviatile vechi (care, având uraniul în starea de oxidare 4^+, atestă faptul că la epoca respectivă, presiunea parțială a oxigenului era prea scăzută pentru a-l oxida la 6^+, când devine solubil în apă, așa cum este în condițiile oxidante din prezent). Creșterea semnificativă a oxigenului a inițiat un proces intens de oxidare a metanului CH_4 atmosferic (cu formare de dioxid de carbon și apă), care a devenit dintr-un component major al atmosferei, cu rol activ în producerea efectului de seră, doar unul urmă, ceea ce a indus o diminuare a acestui efect și implicit o scădere progresivă a tempe-

raturii medii la suprafața terestră până spre -10°C, la aproximativ 2,4 G.a. În acest mod, s-a instalat prima glaciație proterozoică, numită **Glaciația Huroniană**, care a fost reprezentată de mai multe oscilații climatice, derulate în decursul a cca. 300 M.a., dintre care, cel puțin una a fost globală, caracterizată de acoperirea completă cu gheață a blocurilor continentale, de la un pol la celălalt (engl. *snowball Earth*). În cursul Neoproterozoicului, cel puțin alte trei episoade glaciare au avut loc între 850 - 635 M.a., asociate cu regresiuni marine cauzate de blocarea apei oceanice în cadrul calotelor glaciare. În paralel cu creșterea cantitativă a oxigenului atmosferic a crescut și conținutul de ozon O_3 al atmosferei, formând un ecran protector față de radiația ultra-violet (UV) a Soarelui. Oxigenul a atins către finalul Proterozoicului, spre 600 M.a., un conținut de aproximativ 90% față de cel actual, la care s-a ajuns începând de acum 400 M.a., în timpul Phanerozoicului (de Wever, 2017).

Litosfera proterozoică a fost marcată de o activitate tectonică de tip modern, implicând caracteristicile tectonicii globale, așa cum o cunoaștem în prezent, adică: interacțiune convergentă a plăcilor, procese de reciclare prin subducție propriu-zisă și acreție continentală cu formarea supercontinentelor. Existența eclogitelor (roci mafice formate prin metamorfismul de presiune înaltă și temperatură medie-înaltă a materialului bazaltic din crusta oceanică, în mantaua aferentă zonelor de subducție) de vârstă proterozoic timpurie atestă acest fapt.

Reconstrucția paleogeografică a supercontinentelor vechi, precambriene constituie un demers științific extrem de complex și, în mod evident, mai dificil decât cel al reconstituirii ansamblului continental phanerozoic, *PANGAEA*. În acest sens, deși datele geocronologice și de paleomagnetism sunt uneori destul de fragile și frecvent relațiile geometrice sunt ambigui, cele mai multe modele tectonice converg spre ideea existenței a cel puțin două supercontinente proterozoice. Primul dintre acestea, numit ***NUNA*** sau ***COLUMBIA*** (Rogers & Santosh, 2002; Zhao *et al.*, 2004; Meert, 2002; Meert, 2012), se pare că ”a funcționat” între 1,9-1,2 G.a., iar al doilea, numit ***RODINIA*** (McMenamin & McMenamin, 1990) a fost activ între 1,1-0,7 G.a., dezmembrându-se spre finalul Proterozoicului (Fig.VI.15).



Fig.VI.15. Dezmembrarea tectonică a ***Supercontinentului** RODINIA*, spre sfârșitul **Proterozoicului** (650 M.a.), bloc continental unitar format cu 1,1 G.a ani în urmă (http://www.scotese.com/precambr.htm).

Spre finalul Proterozoicului, au avut loc mai multe cicluri geotectonice care au afectat prin fazele lor tectogenetice blocurile cratonice precambriene și arcurile insulare formate, generând prin coliziuni succesive, cu formare de centuri orogene, unificarea supercontinentului *GONDWANA*. Aceste faze au debutat la cca. 570 M.a. și au continuat în timpul Cambrianului Inferior, lăsând mărturii destul de fragile și disparate, din cauza afectării terenurilor respective de ciclurile geotectonice ulterioare: Caledonian, Varistic și Alpin. Dintre ciclurile geotectonice de vârstă neoproterozoic - cambriană menționăm: Ciclul *Assyntic* sau *Cadomian* (origine: lat. *Cadomus* - denumirea orașului francez Caen; engl. *Cadomian*), care a afectat arii vaste ale Europei de astăzi, incluzând vestul, centrul și sudul acesteia și, posibil zone din America de Nord; Ciclul *Timanid* a implicat nordul continentului *Baltica* și nord-vestul blocului *Siberia*; Ciclul *Pan-African* a afectat nu doar cea mai mare parte a Africii (van Hinsbergen *et al.*, 2011), ci, prin extensie, este considerat ciclul care a modelat *GONDWANA*, alături de Ciclul *Est-African*, care a implicat Arabia și India; Ciclul *Kuungan* manifestat în *India*, *Madagascar*, estul *Antarcticii* și vestul *Australiei*;

Ciclul Brasiliano - Pampean, care a unificat sudul *Americii de Sud* și sudul *Africii* (Torsvik & Cocks, 2017).

Proterozoicul a fost epoca formelor de viață multicelulare și a apariției primelor animale, așa cum o sugerează și denumirea sa. Primele forme de viață, cunoscute încă din Arhaic, sau chiar din Hadean, au fost de tipul **procaryotelor** (origine: gr. *pro* = înainte, pentru + *karyon* = miez, nucleu; engl. *prokaryotes*), organisme unicelulare primitive, având un conținut celular citoplasmatic nediferențiat, în care nu se individualizează nucleul, materialul genetic, sau alte formațiuni organice separate de membrane (organite) (Fig.VI.16).

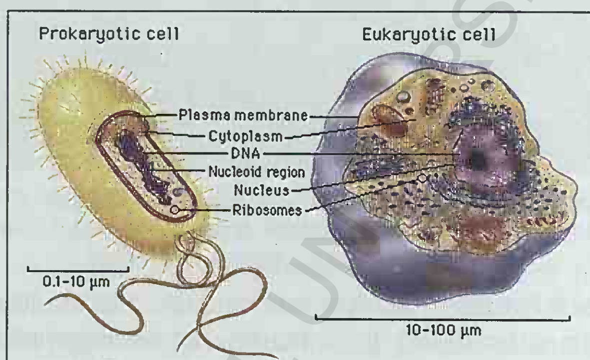


Fig.VI.16. Comparație între celulele organismelor: **(A)** celulă **prokaryotă**; **(B)** celulă **eukaryotă** (http://www.phschool.com/science/biology_place/biocoach/cells/common.html).

Existența prokaryotelor și situarea acestora la baza lanțurilor trofice, a permis ulterior, în principiu după 1,8 G.a., dezvoltarea **eukaryotelor** (origine: gr. *eu* = adevărat + *karyon* = miez, nulceu; engl. *eukaryotes*), organisme la care celulele au nucleu și material genetic sub formă de cromozomi, situați în cadrul acestuia. Eukaryotele au grad de complexitate variat, grupând atât organisme unicelulare, la care celulele prezintă diferențieri de tipul organitelor, cât și organisme multicelulare, la care celulele sunt dispuse în țesuturi, organe *etc.*

Dat fiind fapul că lumea biotică este extrem de complexă și în continuă evoluție, tot ceea ce înseamnă studiul ființelor care trăiesc sau au trăit (fosile) pe Pământ, adică: clasificarea, sistematica, nomenclatura și taxonomia acestora, constituie de asemenea domenii de cercetare științifică laborioasă, complexă și dinamică. În prezent, taxonomia acceptată cuprinde următoarele categorii principale, separate în funcție de structură, aspecte genetice, morfologie, nutriție, reproducere, relații filogenetice *etc.*:

• **regnul** (supra- și sub-) (engl. *kingdom*)
  • **filumul** (engl. *phylum, phyla* - pl.)
    • **clasa** (engl. *class*)
      • **ordinul** (engl. *order*)
        • **familia** (engl. *family*)
          • **genul** (engl. *genus, genera* - pl.)
            • **specia** (engl. *species* - sing. și pl.)

(Notă: toate denumirile proprii ale categoriior de mai sus, mai puțin specia, se scriu cu majusculă).

În principiu, sistematica biologică cuprinde următoarele categorii de viețuitoare:

■ Supraregnul ***PROKARYA*** - include organismele cu celule fără nucleu:
  ▪ Regnul ***BACTERIA*** (*MONERA*)
    • Subregnul *Archaebacteria* - cuprinde cele mai vechi forme bacteriene;
    • Subregnul *Eubacteria* - include bacteriile propriu-zise.

■ Supraregnul ***EUKARYA*** - cuprinde organismele cu celule care au nucleu și cromozomi situați în cadrul acestuia:
  ▪ Regnul ***PROTISTA*** - cuprinde o mare varietate de eukaryote, care sunt în principal unicelulare (solitare sau coloniale), dar și pluricelulare (unele alge);
  ▪ Regnul ***CHROMISTA*** și Regnul ***FUNGI*** - grupează organisme care produc spori, de exemplu: levurile (engl. *yeasts*), mucegaiurile (engl. *molds*), ciupercile (engl. *mushrooms*) *etc.*;
  ▪ Regnul ***PLANTAE*** - cuprinde organisme eukaryote care pot fi unicelulare (unele alge) și pluricelulare, care prezintă celule cu pereți alcătuiți din celuloză;
  ▪ Regnul ***ANIMALIA*** - include organisme pluricelulare cu celule specializate funcțional care sunt dispuse în țesuturi, sisteme, organe, aparate *etc.*, constituind un ansamblu unitar.

Procentual, prokaryotele sunt covârșitor mai numeroase decât eukaryotele, care reprezintă doar o mică fracțiune a vieții de pe Pământ (Whitman *et al.*, 1998). Volumetric însă, se consideră că biomasa colectivă pe care o constituie eukaryotele, datorită dimensiunilor lor foarte mari (arbori, pești, mamifere terestre și marine *etc.*) o echivalează pe cea a prokaryotelor.

În descrierea și clasificarea biologică se utilizează o serie de aspecte importante, asociate modului de viață al organismelor, cum ar fi: modul de nutriție, reproducere, deplasare *etc.*

● **Nutriția** - se referă la modul de obținere a nutrienților → organismele pot fi:

• autotrofe (origine: gr. *autos* = pentru sine + *trophein* = a se hrăni; engl. *autotrophs*) - sunt organismele care sintetizează compuși organici complecși, utilizând o formă de energie:
  ◦ fototrofe (origine: gr. *photos* = lumină + *trophein* = a se hrăni; engl. *phototrophs*) - utilizează lumina solară pentru fotosinteză (de exemplu: plantele verzi, unele bacterii, protiste);
  ◦ chemotrofe (origine: gr. *chemos* = chimic + *trophein* = a se hrăni; engl. *chemotrophs*) - utilizează energia reacțiilor chimice anorganice, pentru chemosinteză, implicând hidrogenul sulfurat H_2S, metanul CH_4, amoniacul NH_3 *etc.* (de exemplu: procaryotele)

• heterotrofe (origine: gr. *hetero* = diferit + *trophein* = a se hrăni; engl. *heterotrophs*) - sunt organismele care ingerează sau absorb nutrienții, sub forma carbonului organic (de exemplu: animale, fungi, unele protiste);

● **Reproducerea** - se referă la modurile de reproducere asexuat (diviziune, înmugurire *etc.*) și sexuat (interacțiunea gameților cu material genetic diferit); de asemenea, este considerată prezența sau absența embrionului - de ex.,

regnurile *Bacteria, Protista, Chromista* și *Fungi* nu au embrion, pe când *Plantae* și *Animalia* au un astfel de stadiu al procesului de reproducere.

Viața de la sfârșitul Arhaicului și începutul Proterozoicului era reprezentată de organisme primitive de tipul prokaryotelor anaerobe, care nu utilizau oxigenul în metabolismul lor. Creșterea conținutului de oxigen atmosferic și acumularea sa semnificativă din timpul *marelui eveniment oxidativ*, începând cu 2,4 G.a., a devenit dramatică pentru formele de viață de tip anaerob, care au suferit o extincție în masă. Din această cauză, evenimentul oxidativ se mai numește și *catastrofa oxigenului*, care în același timp, a atras și o adaptare a unor forme de viață către utilizarea metabolică a oxigenului, generând ceea ce se numește ***paradoxul oxigenului*** sau ***stresul oxidativ*** (= inițial, oxigenul a fost un gaz otrăvitor pentru organismele cu respirație anaerobă, pentru ca ulterior să devină o condiție necesară vieții; în egală măsură, deși indispensabil respirației, oxigenul este cel care produce oxidarea progresivă a materialului celular, distrugându-l treptat și cauzându-i în cele din urmă, moartea) (Sies, 1985; Davies, 1995).

Pe parcursul Proterozoicului, dezvoltarea eukaryotelor este atestată de dovezi ale existenței protistelor cu o vechime de aproximativ 1,85 G.a. (Knoll *et al.*, 2006). Acestea s-au diversificat, astfel încât, evoluția lor celulară și funcțională s-a direcționat către apariția organismelor multicelulare. Spre finalul Proterozoicului, odată cu dezmembrarea supercontinentului *RODINIA*, noile condiții de mediu au favorizat apariția unei faune considerată astăzi ca fiind asociația cea mai veche de organisme complexe marine: **fauna de Ediacara (Australia).**

Descoperită în 1946 în sudul Australiei, de către geologul australian **Reginald C. Sprigg** (1919-1994), asociația faunistică de la **EDIACARA (Australia)** (Fig. VI.17), prezintă impresiunile fosilizate în depozite de gresii și cuarțite ale unor organisme marine cu corp moale și fără schelet mineralizat intern sau extern (similare cu meduzele actuale), dintre care, unele par a avea anumite afinități cu diferite grupuri de viețuitoare paleozoice: echinoderme, artropode, viermi *etc.* Totuși, aceste organisme nu au putut fi identificate cu certitudine (cele mai multe sunt clasificate ca *incertae sedis* = lat., specii cu poziție sistematică nesigură); acestea nu pot fi considerate precursori ai faunelor cambriene sau ulterioare și se pare că au dispărut fără descendenți direcți. În număr de aproximativ o sută de genuri diferite, specimenele descoperite în zona colinelor de la Ediacara se găsesc la *South Australian Museum*, din Adelaide, însă organisme similare au fost descoperite în peste alte 25 de locații din lume, indicând o largă răspândire a acestui tip de faune marine neoproterozoice.



Fig.VI.17. ***Fauna fosilă de EDIACARA*** **(Australia)** (Proterozoic Superior): **(A)** *Spriggina*; **(B)** *Dickinsonia*; **(C)** reconstituire artistică a ecosistemului marin de la Ediacara; **(D)** marcajul de bronz *GSSP* (*Global Stratotype Section and Point*) al stratotipului de la Ediacara (www.google.com).

VI.3.2. Eonul PHANEROZOIC (541-0 M.a.)

Phanerozoicul (origine: gr. *phaneros* = vizibil + *zóé*, *zôon* = for-mă de viață, animal → animale fosile vizibile, numeroase; engl. *Phanerozoic*) este ultimul și cel mai recent eon al timpului geologic, derulat de la finalul Proterozoicului și până în actual. Eonul Phanerozoic este reprezentat de formațiuni geologice care conțin fosile numeroase și bine conservate, cu ajutorul cărora se pot stabili cronologii și se pot realiza corelații biostratigrafice. Phanerozoicul a fost divizat în următoarele ere (↑):

3. CENOZOIC / NEOZOIC (66-0 M.a.)
2. MEZOZOIC (252-66 M.a.)
1. PALEOZOIC (541-252 M.a.)

Într-o accepțiune mai veche, acestea au fost denumite (↑):

4. Era cuaternară / Cuaternar (= Cuaternar)
3. Era terțiară / Terțiar (= Paleogen + Neogen)
2. Era secundară / Secundar (= Mezozoic)
1. Era primară / Primar (= Paleozoic)

Ulterior, s-a constatat că în cazul Cuaternarului, durata scurtă (de aproximativ 2 M.a.) și caracteristicile sale nu justifică separarea acestuia ca eră și, prin urmare, a fost inclus în cadrul Cenozoicului, împreună cu perioadele Paleogen și Neogen.

VI.3.2.1. Era PALEOZOICĂ (541-252 M.a.)

Paleozoicul (origine: *palaios* = vechi + *zóé*, *zôon* → formă de viață, animal vechi; engl. *Palaeozoic*) a început cu 541 M.a. în urmă cu o adevărată ”explozie biotică” survenită după dispariția faunei de tip Ediacara și a continuat cu o extraordinară diversificare a organismelor: au apărut numeroase filumuri de nevertebrate, vertebrate și plante, care au avut apoi evoluții spectaculoase, pentru ca la sfârșitul erei paleozoice, acum 252 M.a., unele dintre acestea să dispară în cursul celei mai mari extincții biotice înregistrate vreodată pe Pământ.

Paleozoicul a fost o epocă de acreție continentală, în cursul căreia, blocurile continentale rezultate din dezmembrarea supercontinentelor proterozoice au fost antrenate de tectonica globală activă în interacțiuni convergente, configurându-se, prin deplasări și coliziuni succesive derulate pe parcursul a două cicluri geotectonice, masa unitară a supercontinentului paleozoic *PANGAEA*. De asemenea, au avut loc două glaciații importante, iar toate aceste evenimente geologice cu majore repercusiuni paleogeografice și climatice au influențat în mod decisiv și lumea vie. Era paleozoică a avut o durată de aproximativ 290 M.a. și a fost divizată în șase perioade (↑), cu durate între minimum 25 M.a. și maximum 60 M.a. (Fig.VI.18):

6. PERMIAN (299-252 M.a.) → durata: 47 M.a.
5. CARBONIFER (359-299 M.a.) → durata: 60 M.a.
4. DEVONIAN (419-359 M.a.) → durata: 60 M.a.
3. SILURIAN (444-419 M.a.) → durata: 25 M.a.
2. ORDOVICIAN (485-444 M.a.) → durata: 41 M.a.
1. CAMBRIAN (541-485 M.a.) → durata: 56 M.a.

Tranziția Neoproterozoic - Cambrian (aproximativ între 570-510 M.a.) a constituit o epocă de modificări fundamentale în cadrul biosferei, marcată de inovații evolutive ale organismelor marine. În primul rând, există dovezi stratigrafice ale apariției și diversificării a numeroase grupuri de organisme recognoscibile, majoritatea cu schelet mineral - eveniment denumit frecvent ”explozia biotică

cambriană" (engl. *Cambrian biota explosion*) (deși există controverse privind caracterul abrupt al acestei emergențe biologice). De asemenea, s-a înregistrat o schimbare notabilă a aspectului ecologic al interfeței sediment / apă, de la cel anterior, dominat de existența "covoarelor" de structuri bacteriene (engl. *bacterial mat*), la cel nou, al structurilor de bioturbație (engl. *bioturbation*), care indică o prelucrare a substratului marin de către noile organisme marine litorale, neritice sau batiale și care se păstrează ca ichnofosile.

CAMBRIANUL (541-485 M.a.) → durata: 56 M.a.

Cambrianul (origine: lat. *Cambria* - varianta latină a denumirii celtice *Cumbria* a regiunii Wales = Țara Galilor, Marea Britanie; engl. *Cambrian*) a fost denumit de către geologii britanici **Adam Sedgwick** (1785-1873) și **Roderick Impey Murchison** (1792-1871) pe baza litostratigrafiei din Wales (Sedgwick & Murchison, 1835; Sedgwick, 1852). Cambrianul este prima perioadă a Paleozoicului și constituie o etapă de modificări tectonice, ambientale și biotice profunde, manifestate global. (*Pentru subdiviziunile Cambrianului, vezi Fig.VI.18*).

Reconstrucția paleogeografică a timpurilor cambriene (Fig.VI. 19) indică unificarea blocurilor continentale *America de Sud, Africa, Madagascar, Arabia, India, Tarim, Antarctica, Australia, Noua Zeelandă*, în cadrul supercontinentului austral *GONDWANA*, alte blocuri continentale rămânând izolate: *Laurenția*, *Baltica* și *Siberia* - separate de Oceanul *Iapetus*, precum și alte blocuri mai mici: *Kazakhstania, China de Nord, China de Sud etc.*

GONDWANA sau ***GONDWANALAND*** (denumită după regiunea Gondwana din zona Dekkan, India) a fost un supercontinent austral, format prin sudarea mai multor blocuri cratonice rezultate din dezmembrarea tectonică a supercontinentului proterozoic anterior, *RODINIA*. Acest ansamblu de procese tectonice s-a derulat începând de la finalul Proterozoicului și a continuat în Cambrianul Inferior, implicând o serie de faze tectogenetice aparținând ciclurilor geotectonice care au afectat blocuri și terenuri continentale, dintre care, cele mai multe se găsesc astăzi în emisfera sudică. Astfel, Ciclul *Pan-African*, considerat ciclul geotectonic unificator al *GONDWANEI*, alături de ciclurile *Est-African, Kuungan* și *Brasiliano - Pampean*, au contribuit la suturarea blocurilor cratonice estice: *India, Madagascar, Arabia, Antarctica* și *Australia (Australasia)*, cu cele vestice: *Africa* și *America de Sud*; alături de acestea, au mai fost alipite unități continentale de dimensiuni mai mici: *Avalonia, Iberia, Armorica* (partea centrală a Franței actuale), *Florida, Tauride, Tarim, Tibet* și alte terenuri din Asia Centrală și China. *GONDWANA* era un supercontinent gigantic, deținând aproximativ 65 % din aria continentală actuală și în timpul Cambrianului era extinsă de la nord de ecuator până la Polul Sud (zona australiană era situată la ecuator, iar nordul Africii era situat la Polul Sud).

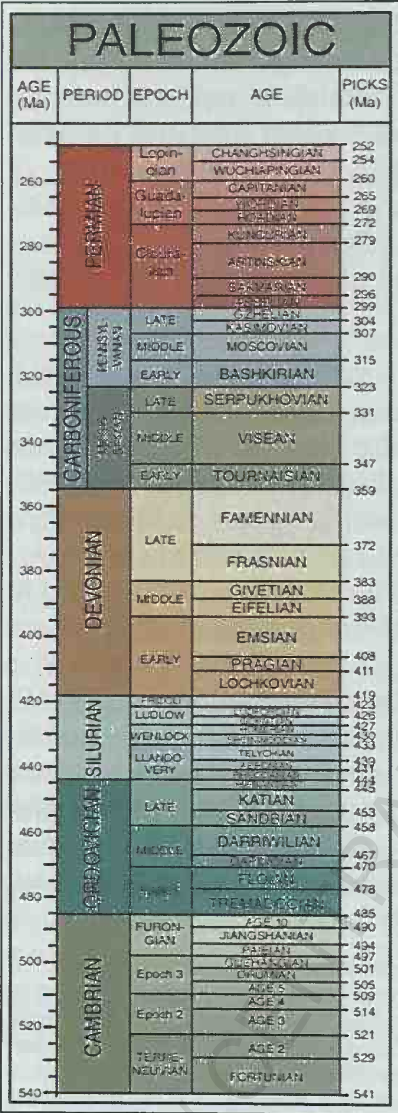


Fig.VI.18. Scara cronostratigrafică a PALEOZOICULUI (541-252 M.a.), cuprinzând perioadele: **CAMBRIAN** (541-485 M.a.), **ORDOVICIAN** (485-444 M.a.), **SILURIAN** (444-419 M.a.), **DEVONIAN** (419-359 M.a.), **CARBONIFER** (359-299 M.a.) și **PERMIAN** (299-252 M.a.) (https://www.geosociety.org/documents/gsa/timescale/timescl.pdf).

Laurenția (denumită după Scutul Canadian / Laurențian - la origine denumit după fluviul Saint Lawrence; engl. *Laurentia*) a fost un continent precambrian - paleozoic, care constituie astăzi nucleul ***Cratonului Nord American***. *Laurenția* s-a format în Proterozoic prin sudarea mai multor blocuri cratonice de dimensiuni mai reduse, între care *Groenlanda* și *Svalbard*, iar apoi a făcut parte consecutiv din supercontinentele *COLUMBIA* și *RODINIA*. În Cambrian, Laurenția era un continent independent, centrat pe ecuator și având interpuse blocurile *Balticii* și *Siberiei* între ea și *GONDWANA*. Oceanul *Iapetus* separa aceste blocuri continentale independente, iar Oceanul *Panthalassa* avea rolul Oceanului Pacific de astăzi (Torsvik & Cocks, 2017).

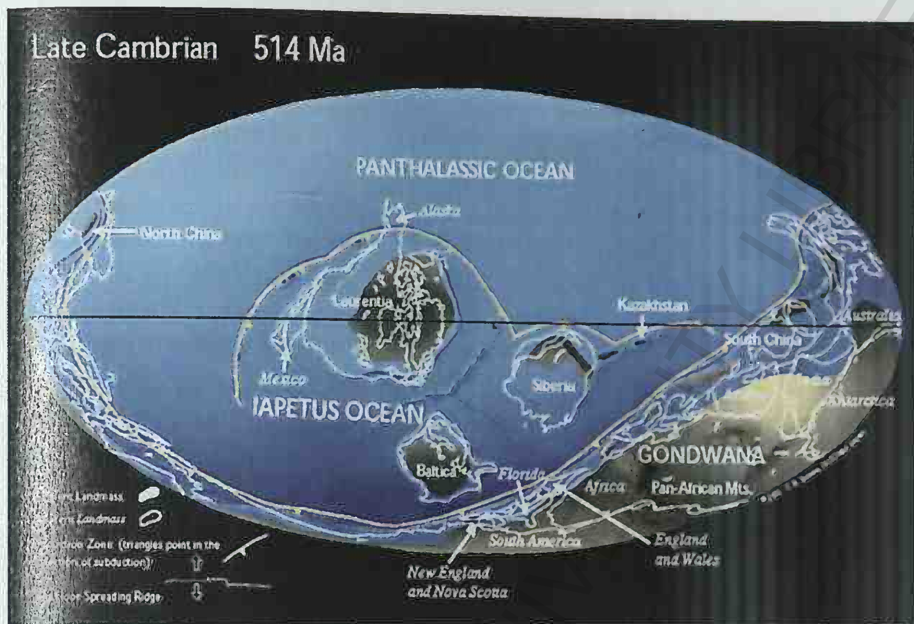


Fig.VI.19. Reconstrucție paleogeografică a **Cambrianului Superior**: Supercontinentul ***GONDWANA*** includea blocurile continentale: *America de Sud, Africa, Arabia, India, Antarctica* și *Australia*; Oceanul ***IAPETUS*** era situat între blocurile *Laurenția* (= America de Nord), *Baltica* și *Siberia*; Oceanul ***PANTHALASSA*** constituia oceanul planetar (http://www.scotese.com/newpage12.htm).

Baltica (denumită după Scutul Baltic) a fost un continent precambrian - paleozoic, format prin acreția unor terenuri care astăzi se găsesc în nordul, centrul și estul Europei, precum: *Fennoscandia, Sarmația*, marginea *Uraliană*, iar mai spre nord-est, blocurile *Timan-Pechora, Barents, Novaya Zemlya, Kara. Baltica* a făcut parte din supercontinentele proterozoice, iar în Cambrian a fost un continent independent față de *GONDWANA*, de care o separa Oceanul *Ran*. Deoarece *Baltica* a suferit o mișcare de rotație senestră în Cambrian - Ordovician, s-a generat o mișcare de decroșare progresivă și consistentă în cadrul bazinului *Ran*, dezvoltat inițial ca un braț al Oceanului *Iapetus* (Hartz & Torsvik, 2002).

Siberia (denumită după Scutul Siberian) a fost un continent precambrian-paleozoic, constituit prin acreția unor terenuri care astăzi sunt situate în Asia centrală: *Angara, Altai - Sayan, Anabar, Tuva, Mongolia Centrală etc.* În Cambrian, *Siberia* a fost un continent independent, separat prin Oceanul *Ægir* de *Baltica* (Şengör & Natal`in, 1996).

Avalonia (denumită după Pen. Avalon din Insula Newfoundland / Terre-Neuve, Canada), care s-a desprins din *GONDWANA* la sfârșitul Cambrianului / începutul Ordovicianului, a fost un microcontinent constituit din terenuri care în prezent fac parte din (Europa): Anglia, Țara Galilor, Irlanda, Belgia, nordul Franței și din (America de Nord): Newfoundland, Nova Scotia, New Brunswick.

Armorica (denumită după Masivul Armorican din nord-vestul Franței, cuprinzând Pen. Bretagne, Normandia, insulele din Canalul Mânecii) a fost un microcontinent desprins din *GONDWANA* în Ordovician / Silurian și care avea în constituție, în afara Masivului Armorican, și mare parte din Iberia, Vosgi, Saxo-Thuringia, Masivul Bohem.

La finalul Cambrianului au început mișcările ciclului geotectonic <u>*Caledonian*</u> (denumit după *Caledonia*, numele latin al Scoției), reprezentat de faza tectogenetică <u>*sardă*</u> (sau <u>*salairă*</u>).

Activitatea vulcanică viguroasă din zona rifturilor oceanice și dorsalele marine masive în curs de formare, au dezlocuit un volum important de apă oceanică, generând o creștere a nivelului eustatic și transgresiuni asupra bordurilor zonelor de craton. Drept consecință, s-au format mări puțin adânci, a crescut rata de eroziune și de sedimentare, s-a modificat chimismul apelor marine *etc.* Toate aceste premise deosebite, la care se adaugă și creșterea nivelului de oxigenare, au contribuit la stabilirea unor condiții de mediu favorabile apariției și diversificării a numeroase grupuri de viețuitoare marine.

Subdivizarea stratigrafică internațională a Cambrianului este încă în lucru, însă, majoritatea corelărilor biostratigrafice s-au realizat de baza biozonelor cu trilobiți, care constituie grupa de fosile cea mai importantă și specifică (fosile index) pentru perioada cambriană, deoarece au avut specii viabile în intervale restrânse de timp, facilitând astfel reconstituirea stratigrafică.

În timpul Cambrianului, viața a prosperat în apele oceanului planetar, în timp ce uscatul era arid și nepopulat, existând doar unele protiste și fungi în mediile acvatice continentale. "Explozia biotică" a însemnat apariția primilor reprezentanți ai aproape tuturor grupelor (filumuri) de nevertebrate marine, având corpul protejat de un schelet extern (cochilie, test *etc.*), ceea ce a favorizat fosilizarea și conservarea ulterioară a acestora în stratele sedimentare. Faunele dezvoltate în Cambrian și diversificate apoi pe parcursul etapelor ulterioare cuprind: spongierii, cnidariile, viermii anelizi, artropodele (trilobiții, ostracodele), moluștele (gasteropodele, bivalvele, cephalopodele), brachiopodele, echinodermele, conodontele *etc.*, la care se adaugă archaeocyatele (fosile exclusiv cambriene), precum și organismele deja existente din Precambrian: bacteriile, algele, foraminiferele, radiolarii *etc.*

> **Foraminiferele** (origine: lat. *foramen* = orificiu + *phorein* = a purta; engl. *foraminifera* sau *foraminifers* / *foraminiferans* / *forams*) (Regnul *Protista* / *Protozoa*; Filum *Granuloreticulosa*; Clasa ***Foraminifera***) sunt protozoare a căror celulă unică este protejată de un schelet extern numit *test*, având una sau mai multe camere (loje) și care poate fi chitinos, aglutinat-arenaceu sau calcaros. Foraminiferele sunt organisme în general marine (bentonice sau planctonice), dar sunt întâlnite și în mediul salmastru (cu salinitate redusă: 0,5-1,55 ‰) sau în cel hipersalin, un singur ordin fiind adaptat la mediul lacustru dulcicol. Majoritatea foraminiferelor sunt microscopice, cu dimensiuni variind de la 100 µm la 130

mm, organismele cu testul de peste 5 mm fiind denumite macroforaminifere. Sunt de o mare diversitate morfostructurală, fiind cunoscute peste 4.000 de genuri în fauna actuală și peste 1.400 de genuri fosile. Foraminiferele au apărut din Proterozoic, au avut o mare răspândire în diferite etape geologice ale Phanerozoicului, cu o importanță biostratigrafică deosebită și există și în actual.

Radiolarii (origine: lat. *radius* = rază, radial; engl. *radiolarians*) (Regnul Protista / Protozoa; Filum *Sarcomastigophora*; Clasa *Actinopoda*; Subclasa ***Radiolaria***) sunt protozoare marine pelagice, cu schelet silicios reticulat (*test*) de formă variabilă: globulară, discoidală, stelată, uneori cu prelungiri spinoase. Scheletul delicat al acestora este foarte rezistent și se dezvoltă în mediile bogate în silice SiO_2, constituind astfel importanți indicatori de facies. Prin acumularea testurilor silicioase de radiolari se formează roci sedimentare silicioase, de tipul radiolaritelor și jaspurilor. Radiolarii se cunosc din Precambrian, până în actual.

Spongierii (origine: lat. *spongia* = burete; engl. *sponges*) (Regnul *Animalia*; Filum ***Porifera*** sau ***Spongiaria***) sunt metazoare primitive, exclusiv acvatice, bentonice, sesile (fixe), solitare sau coloniale - numite și bureți de mare. Indivizii prezintă o cavitate gastrică în formă de sac, cu perete perforat și fără organe diferențiate. Unii spongieri au schelet intern constituit din spiculi de natură calcaroasă sau silicioasă, au dimensiuni 0,01-2 m și trăiesc din zona litorală, până la adâncimi de câteva mii de metri. Acumularea și diagenizarea spiculilor de spongieri într-o masă de opal sau calcedonie formează rocile sedimentare silicioase numite spongolite. Spongierii au apărut din Precambrian și s-au dezvoltat pe tot parcursul Phanerozoicului, până în prezent.

Cnidariile (origine: gr. *knidē / knidos* = urzică, urticant; engl. *cnidarians*) (Regnul *Animalia*; Filum ***Cnidaria***, denumit anterior ***Coelenterata*** - origine: *koilos* = cavitate + *enteron* = intestin) reprezintă un grup de metazoare exclusiv acvatice, primitive, mai evoluate decât spongierii și care posedă microstructuri urticante caracteristice, numite cnidociste. Cnidariile prezintă două tipuri morfostructurale distincte: a) meduzele (engl. *jellyfish*) - sunt forme (sexuate) mobile, solitare și fără schelet; b) polipii (engl. *polyps*) - sunt forme (asexuate) sesile și coloniale, care secretă un schelet calcaros, de tip recifal și care în sens larg se numesc corali (engl. *corals*). Au apărut din Cambrian și există și în actual, iar unii reprezentanți ai grupului au apărut în Ordovician și au dispărut în Permian.

Archaeocyatele (origine: gr. *arkhē, arkhaios* = vechi + *kuathos* = cupă; engl. *archaeocyathids*) (Regnul *Animalia*; Filum ***Archaeocyatha***) au fost metazoare primitive, cu o poziție sistematică oarecum incertă, având o organizare intermediară între spongieri și cnidarii. Sunt organisme marine bentonice, sesile, pseudocoloniale, cu schelet calcaros de forma unei cupe. Au fost caracteristice Cambrianului Inferior și Mediu, fiind apoi extincte.

Viermii annelizi / inelați (origine: lat. *annellus* = inel; engl. *annelids*) (Regnul *Animalia*; Filum ***Annelida***) sunt metazoare de tipul viermilor (nu includ paraziții intestinali) (engl. *worms*), râmelor (engl. *earthworms*) și lipitorilor (engl. *leeches*). Acestea au corp moale, aplatizat dorso-ventral, format din segmente inelare și lungime de până la 3 m. În sedimente, se conservă urmele lor de târâre (bioglife), sau tuburile calcaroase pe care le secretă. Au apărut în Cambrian și există și în actual.

Trilobiții (origine: lat. *tri* = trei + *lobus* = lob; engl. *trilobites*) (Regnul *Animalia*; Filum ***Arthropoda***; Subfilum *Trilobitomorpha*; Clasa *Trilobita*) au fost organisme nevertebrate exclusiv marine și bentonice, din categoria artropodelor primitive, al căror corp acoperit de un exoschelet protector (carapace chitinoasă) este divizat longitudinal și transversal în trei părți distincte (lobi). Datorită scheletului foarte bine păstrat prin fosilizare, se cunosc peste 17.000 de specii de trilobiți, între care: *Olenellus, Fallotaspis, Paradoxides etc.* (Fig.VI.20). Au avut o vastă repartiție geografică, permițând definirea unor provincii paleobiogeografice

cambriene (nord atlantică, pacifică, sinică). Trilobiții sunt de vârste exclusiv paleozoice: au apărut în Cambrian, au cunoscut o dezvoltare maximă în această perioadă și în cea următoare, în Ordovician și au dispărut în Permian.

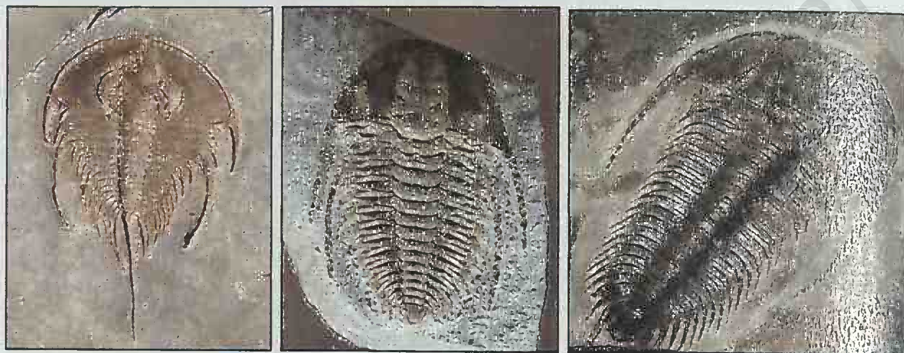


Fig.VI.20. Fosile de *TRILOBIȚI* de vârstă cambriană: **(A)** *Olenellus* (Cambrian Inferior); **(B)** *Fallotaspis* (Cambrian Inferior); **(C)** *Paradoxides* (Cambrian Mediu) (https://research.amnh.org/paleontology/).

Ostracodele (origine: gr. *ostrakon* = cochilie; engl. *ostracods*) (Regnul *Animalia*; Filum ***Arthropoda***; Subfilum *Crustacea*; Clasa *Ostracoda*) sunt nevertebrate de tipul crustaceelor microscopice (0,1-1,5 mm), care trăiesc în mediu marin, salmastru sau dulcicol și pot fi bentonice sau planctonice (fac parte din zooplancton). Ostracodele au corpul plat, protejat de o cochilie de tip bivalv și au o mare importanță biostratigrafică și de reconstituire a condițiilor de paleomediu. Au apărut în Cambrian și există și în actual.

Moluștele (origine: lat. *molluskus* ← *mollis* = moale; engl. *mollusks*) (Regnul *Animalia*; Filum **Mollusca**) sunt organisme nevertebrate acvatice, în mare parte marine, dar și de ape salmastre sau dulci, rareori chiar terestre (exclusiv gasteropodele). Moluștele sunt de o mare diversitate morfostructurală, având în general un corp moale nesegmentat, învelit de o membrană tegumentară numită *manta*, care secretă o cochilie externă calcaroasă, formată din una, două, sau mai rar, din mai multe piese. Unele moluște (cefalopodele) nu au cochilie externă, ci un schelet intern. Se cunosc foarte multe specii actuale de moluște (cca. 120.000) și peste 35.000 de specii fosile. Sistematica moluștelor cuprinde: Clasa ***Amphineura***, Clasa ***Monoplacophora***, Clasa ***Scaphopoda***, Clasa ***Gastropoda*** (cochilie înrulată: melcii - engl. *snails*), Clasa ***Bivalvia*** (anterior denumită ***Lamellibranchiata***) (cochilie cu două valve: midiile - engl. *mussels*, stridiile - engl. *oysters, etc.*), Clasa ***Cephalopoda*** (schelet intern: nautilii - engl. *nautiluses*, calmarii - engl. *squids*, sepiile - engl. *sepias* sau *cuttlefish*, caracatițele - engl. *octopuses etc.*). Dintre aceste grupuri de moluște, câteva prezintă un interes paleontologic și biostratigrafic deosebit. Moluștele au apărut în Cambrian și trăiesc și în actual, unele dintre grupuri dispărând la sfârșitul Cretacicului.

Brachiopodele (origine: gr. *brakhiôn* = braț + *pous, podos* = picioare; engl. *brachiopods*) (Regnul *Animalia*; Filum ***Brachiopoda***) sunt organisme nevertebrate marine, bentonice și solitare, la care individul este protejat de o cochilie bivalvă chitino-fosfatică (primitive) sau calcaroasă (evoluate) și se fixează permanent sau temporar de substrat printr-un braț musculos, numit peduncul. Brachiopodele au apărut în Cambrian și au avut o mare dezvoltare pe parcursul Paleozoicului, s-au redus în Mezozoic și în special în Neozoic, dar există și în actual.

Echinodermele (origine: gr. *ekhinos* = spini, arici + *derma* = piele; engl. *echinoderms*) (Regnul *Animalia*; Filum ***Echinodermata***) constituie un grup de organis-

me marine bentonice, sesile sau mobile, având corpul acoperit cu spini și schelet calcaros (*tecă*) format din plăci de carbonat de calciu și magneziu. Filumul cuprinde aricii de mare (engl. *sea urchins*), stelele de mare (engl. *sea stars* sau *starfish*), castraveții de mare (engl. *sea cucumbers*), crinii de mare (crinoizii) (engl. *sea lilies*). Echinodermele au apărut în Cambrian și trăiesc și în actual.
Conodontele (origine: gr. *kōnos* = con + *odous*, *odontos* = dinți; engl. *conodonts*) (Regnul *Animalia*; Filum **Chordata**; Subfilum *Vertebrata*; Clasa *Conodonta*) sunt piese de dentiție microscopice, constituite din fosfat de calciu, care au aparținut unor organisme vertebrate, de tipul agnathelor (*a se vedea la Ordovician*). Conodontele au avut o vastă răspândire în stratele paleozoice, sunt exclusiv fosile și au o importanță biostratigrafică deosebită pentru Paleozoic: au apărut în Cambrian și au dispărut în Permian - Triasic.
Dintre aceste grupuri fosile, radiolarii, ostracodele, conodontele și mare parte dintre foraminifere sunt microfosile - având dimensiuni microscopice și fiind prezente în număr extrem de mare în depozitele sedimentare, acestea au șanse să se conserve integral chiar în probe reduse cantitativ, constituind astfel un material fosil de o importanță decisivă în studiile paleontologice, de evoluție biologică și de corelare biostratigrafică.

La începutul Cambrianului, faunele au cunoscut o radiație adaptativă (engl. *adaptive radiation*) deosebită, iar dintre grupurile de organisme nevertebrate apărute, de o importanță stratigrafică excepțională pentru Cambrian au fost, așa cum am menționat deja, trilobiții - care au constituit peste 50 % din faunele acestei perioade, dezvoltând forme specifice pentru Cambrianul Inferior, Mediu și Superior. De asemenea, foarte importante au fost archeocyatele, care au fost principalii constructori de structuri recifale, până la extincția lor de la mijlocul Cambrianului. Ulterior, acumulările recifale de carbonați au fost nesemnificative, până spre a doua jumătate a Ordovicianului, când s-au diversificat noi taxoni de corali, adevărații constructori recifali. Brachiopodele și moluștele bivalve erau abundente, însă aveau cochilii de dimensiuni reduse, ca de altfel, majoritatea nevertebratelor paleocambriene. Fosile prezente în formațiunile cambriene, însă în număr mai redus sunt: echinodermele primitive, radiolarii, foraminiferele, spongierii, meduzele, ostracodele, conodontele.

Faunele cambriene conservate în șisturile argiloase de la **Burgess (British Columbia, Canada)** (engl. *Burgess Shale*) oferă o bogăție paleontologică nemaiîntâlnită, reprezentând prin ecosistemul bentonic tipic conservat, o ”fereastră” deschisă asupra vieții de la mijlocul Cambrianului - ca o secvență consecutivă ”exploziei biotice” cunoscute la începutul acestuia.

Descoperit în 1909 în Munții Stâncoși canadieni, de către paleontologul american **Charles D. Walcott** (1850-1927) și declarat sit *UNESCO* în 1980, ansamblul paleontologic de la ***BURGESS*** **(Canada)** (Fig.VI.21.A) este important prin prezența în special a părților moi ale organismelor mezocambriene (505 M.a.), conservate în

mod excepțional în condițiile unor mecanisme de fosilizare speciale, care le-au salvat de la degradarea oxidativă. Interpretarea datelor geochimice recente (Gaines *et al.*, 2012) asupra izotopilor de sulf din pirita sedimentară indică faptul că fosilizarea remarcabilă a materialului organic moale, nemineralizat, a avut loc în primul rând ca rezultat al inhibiției timpurii a activității microbiene din cadrul sedimentelor, prin lipsa oxidanților din mediu - situație cauzată de conținuturile joase de sulfați din apele oceanului planetar cambrian și în general de alcalinitatea neobișnuit de ridicată a acestora, precum și de condițiile anoxice din zonele oceanice profunde. În al doilea rând, îngroparea rapidă a organismelor în sedimente fin granulare și sigilarea rapidă a acestora la partea superioară printr-o barieră de permeabilitate constituită din cimenturi calcaroase a restricționat și mai mult fluxul oxidanților. S-a creat astfel un ambient cu un chimism unic, care a avut un impact puternic asupra diagenezei sedimentelor, facilitând conservarea excepțională a faunei de la Burgess. Cele cca. 200.000 de specimene fosile descoperite au permis descrierea a peste 150 de specii de nevertebrate, alge și bacterii - între acestea, un loc special îl ocupă ***Pikaia*** (Regnul *Animalia*; Filum *Chordata* - cu poziție incertă între chordate, dar considerat un precursor al vertebratelor), care avea aspectul unei anghile actuale (Fig.VI.21.B). În cursul secolului XX, s-au descoperit mai multe locații în care s-au pus în evidență faune cambriene conservate în condiții de mediu similare: Chengjiang (Yunnan, China), Langston Formation, Miner`s Hollow (Utah, S.U.A.), Stephen Formation, Kootenay National Park (British Columbia, Canada), Marjum Formation (Utah, S.U.A.).

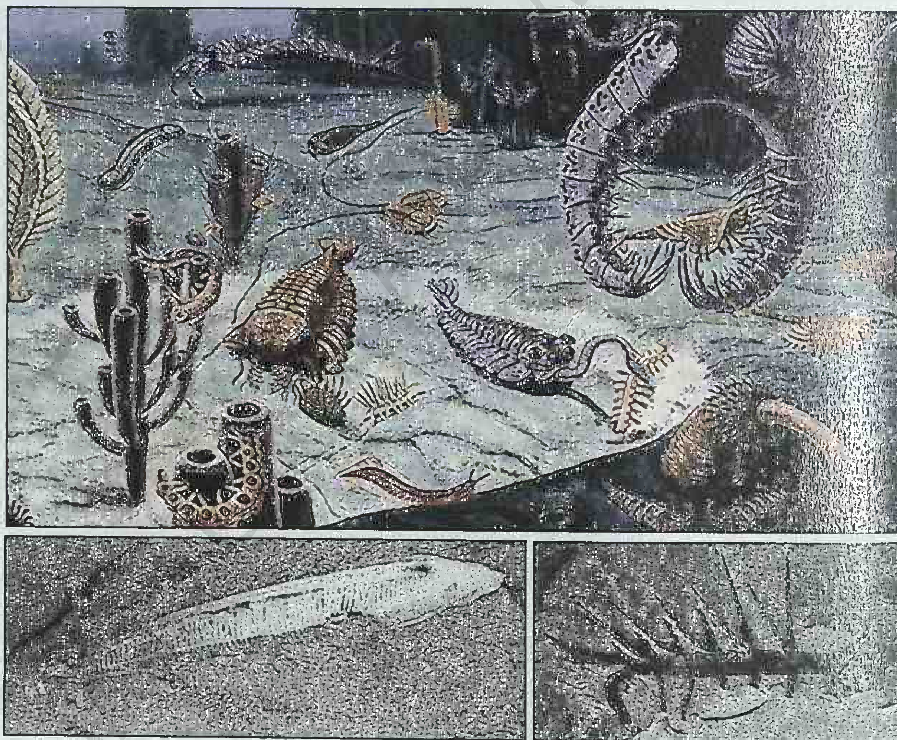


Fig.VI.21. ***Fauna fosilă de BURGESS*** **(Canada)** (Cambrian Mediu): (**A**) Reconstituire artistică a ecosistemului marin mezocambrian (D.W. Miller, Smithsonian Institution); (**B**) *Pikaia gracilens*; (**C**) *Hallucigenia sp.* (https://naturalhistory.si.edu/onehundredyears/expeditions/burgess_shale.html).

Dacă cea mai mare parte a organismelor paleocambriene se hrăneau cu alge și fitoplancton, în a doua parte a Cambrianului au apărut genuri și specii de prădători (artropode, cephalopode *etc.*) care aveau piese mandibulare specializate pentru sfărâmarea cochiliilor și masticație carnivoră. Între acestea, este de menționat grupul nautiloideelor, apărute spre finalul Cambrianului, dezvoltate ulterior și reprezentate actualmente printr-un singur gen relict: *Nautilus*.

A. ORDOVICIANUL (485-444 M.a.) → durata: 41 M.a.

Ordovicianul (origine: engl. *Ordovices* - trib celtic din Țara Galilor, Marea Britanie; engl. *Ordovician*) a fost introdus ca perioadă de către geologul englez **Charles Lapworth** (1842-1920) (Lapworth, 1879) - este a doua perioadă a Paleozoicului și constituie o etapă de masivă activitate tectonică și vulcanică, în paralel cu o mare diversificare biotică, finalizată cu o extincție majoră, cauzată de o glaciație cu extindere parțială în *GONDWANA* (*Pentru subdiviziunile Ordovicianului, vezi Fig.VI.18*).

Reconstrucția paleogeografică a timpurilor ordoviciene este prezentată în harta din Fig.VI.22, în care se poate observa că Oceanul *Panthalassa* domina în continuare cea mai mare parte a globului, în timp ce Oceanul *Iapetus*, care atinsese o extensie maximă în timpul Cambrianului, a început să se restrângă progresiv pe parcursul Ordovicianului, pe măsură ce *Baltica* s-a apropiat tot mai mult de *Laurenția* - aceasta din urmă având un regim staționar în zona ecuatorială. *Siberia* s-a deplasat la nord de ecuator, continuându-și rotirea senestră, iar *Avalonia* s-a desprins de supercontinentul *GONDWANA*, la cca. 490 M.a., prin inițierea proceselor de rifting și deschiderea ulterioară a brațului oceanic *Rheic* în spatele său. Avansarea *Avaloniei* spre *Baltica* s-a finalizat în Ordovicianul Superior, la cca. 445 M.a., cu coliziunea acestora și închiderea Mării *Tornquist*, situată între ele, printr-un aliniament de sutură existent astăzi în zona central-nordică a Europei: <u>*Linia Teisseyre - Tornquist*</u> (Cocks & Fortey, 2009). Absența deformărilor tectonice regionale substanțiale și a metamorfismului sugerează o coliziune oblică a celor două blocuri continentale. *GONDWANA* s-a deplasat progresiv către sud, centrându-se mai mult pe Polul Sud, ceea ce a facilitat debutul fenomenelor glaciare de la sfârșitul Ordovicianului, iar între *GONDWANA* pe de o parte și *Baltica* și *Siberia*

de cealaltă parte, s-a lărgit bazinul Oceanului *Paleotethys*, pe măsura deplasării acestora din urmă către *Laurenția*.



Fig.VI.22. Reconstrucție paleogeografică a **Ordovicianului Mediu**: supercontinentul ***GONDWANA*** s-a deplasat către sud; *Siberia* și *Baltica* s-au apropiat de *Laurenția*; *Avalonia* s-a separat de *GONDWANA*; Oceanul ***IAPETUS*** era situat între *Laurenția, Baltica, Siberia* și *Avalonia*; Oceanul ***PALEOTETHYS*** separa aceste blocuri de *GONDWANA*, iar Oceanul ***PANTHALASSA*** constituia oceanul planetar (http://www.scotese.com/newpage1.htm).

În cursul Ordovicianului Mediu și Superior, s-a continuat ciclul geotectonic Caledonian, reprezentat de faza tectogenetică *taconică* (engl. *Taconic Orogeny*). Această fază s-a manifestat prin trei episoade de paroxism derulate între 470-442 M.a. și s-a finalizat cu acreția unor arcuri insulare independente la marginea sudică a *Laurenției*, într-o regiune ce constituie astăzi zona Newfoundland (Canada) - New England (S.U.A.), în estul Americii de Nord (van Staal *et al*., 2007; 2009). Multe dintre aceste evenimente tectonice ordoviciene au fost însoțite de fenomene magmatice plutonice și în special vulcanice.

Climatul și nivelul eustatic au avut variații semnificative de-a lungul Ordovicianului, dovedite de datele izotopilor de carbon și oxigen și de radiațiile adaptative ale organismelor ordoviciene. În prima parte a Ordovicianului, climatul a fost foarte cald, iar nivelul apelor oceanice a înregistrat un maximum phanerozoic absolut (si-

tuat probabil la aproximativ +250m față de nivelul eustatic actual și comparabil cu cel cretacic) (Haq & Shutter, 2008) (Fig.VI.23, 24). A fost generată astfel o serie de transgresiuni (origine: lat. *transgressio* = traversare, intruziune; engl. *marine transgression*) marine substanțiale - de exemplu, pentru *Laurenția*, acesta a fost cel mai important eveniment transgresiv phanerozoic, cu multiple consecințe geologice.

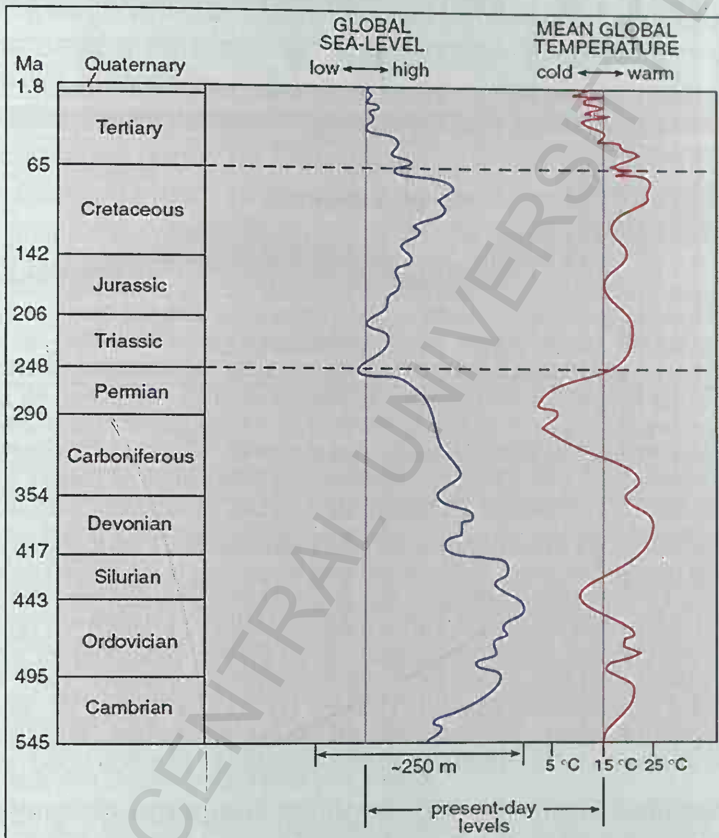


Fig.VI.23. Variația nivelului eustatic și a temperaturii medii globale în cursul Phanerozoicului (545 M.a. - actual) (British Geological Survey).

În primul rând, invadarea de către apele oceanice a unor vaste regiuni marginale joase ale cratonilor și blocurilor continentale în general, a condus la instalarea a numeroase mări epicontinentale cu ape puțin adânci, care au funcționat ca bazine de sedimentare pentru depozitele de platformă continentală (engl. *marine shelf*), reprezentate în special de acumulările carbonatice. În al doilea rând, aceste bazine care bordau practic toate zonele continentale

costiere au devenit rapid noi habitate pentru faunele marine bentonice, care au proliferat astfel în ecosisteme noi, înregistrând o biodiversificare semnificativă, impulsionată de condițiile favorabile de mediu și climatice.

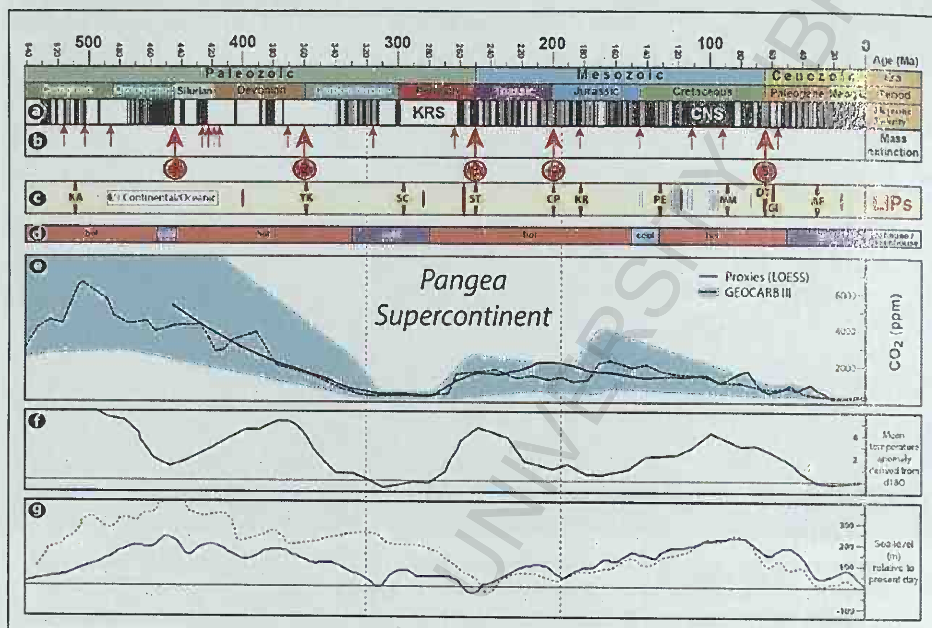


Fig.VI.24. Cronologia Paleozoicului și (a) polaritatea magnetică; (b) evenimente de extincție biologică în masă; (c) marile provincii megmatice (engl. *Large Igneous Provinces, LIP*); (d) ambient climatic - glaciar; (e) conținutul de CO_2 atmosferic; (f) anomalia temperaturii medii, derivate din datele izotopice de oxigen $\delta^{18}O$; (g) Variațiile nivelului oceanic global (linia albastră: Haq & Shutter, 2008); **Chroni**: *CNS - Cretaceous Normal Superchron*; *KRS - Kiaman Reverse Superchron*; **LIPs**: AF - Afar; CP - Central Atlantic Magmatic Province; DT - Dekkan Trapps; GI - North Atlantic Igneous Province; KA - Kalkarindji; KR - Karoo; PE - Paraná - Etendeka; SC - Skagerrak Centered; ST - Siberian Trapps; YK - Yakutsk (Torsvik & Cocks, 2017).

La începutul Ordovicianului Superior, temperaturile globale au avut o serie de fluctuații, între care s-a înregistrat o creștere de scurtă durată la aproximativ 450 M.a., după care, pe parcursul ultimelor aproximativ 2 M.a. ale Ordovicianului (= etajul recent redenumit *Hirnantian*), s-a produs o răcire progresivă, soldată cu instalarea și extinderea calotei glaciare în zonele *GONDWANEI* situate la Polul Sud și care constituie zona Saharei de astăzi.

Glaciația ordoviciană (hirnanțiană) în sine a durat mai puțin de 1 M.a. (Villas *et al.*, 2006), dar a adus modificări drastice ale mediului, în general, prin scăderea și mai abruptă a temperaturilor

globale. Această răcire a afectat faunele ordoviciene de climat cald și, în mod special, a avut influențe negative asupra mediului marin costier (inclusiv în zona ecuatoriala a *Laurenției*), prin retragerea (regresiunea marină) masivă a apelor marine blocate în calotele în curs de formare și expunerea subaeriană cu distrugerea habitatelor acvatice din zonele de *shelf*.

Fauna ordoviciană este reprezentată de grupurile de nevertebrate apărute din Cambrian, care au cunoscut o mare dezvoltare în prima parte a perioadei și, de asemenea, a apărut și o serie de grupuri noi, dintre care unul a devenit deosebit de important din punct de vedere stratigrafic: graptoliții. Prin dezvoltarea lor deosebită, aceștia au constituit fosilele pe baza cărora s-au realizat corelările biostratigrafice ordoviciene - biozonele cu graptoliți; exemple de graptoliți: *Nemagraptus gracilis, Tetragraptus approximatus, Parakidograptus acuminatus, Normalograptus extraordinarius etc.*

Graptoliții (origine: gr. *graptos* = scris + *lithos* = piatră; engl. *graptolithes*) (Regnul *Animalia*; Filum *Hemichordata*; Clasa *Pterobranchia*; Subclasa ***Graptolithina***) constituie un grup enigmatic de nevertebrate marine, cu aspect grafic ("de hieroglife" - de unde denumirea), arborescent sau liniar (Fig.VI.25.A), coloniale, în special pelagice. Evoluția lor rapidă (unele zone cu graptoliți au durat mai puțin de un sfert de milion de ani) și propagarea geografică vastă le conferă o valoare biostratigrafică excepțională, în special pentru Ordovician (pentru intervalul Ordovician - Silurian s-au separat 31 de biozone cu graptoliți). Aceștia au apărut în Cambrianul Mediu, au atins apogeul în Ordovician și au dispărut în Carbonifer.
Bryozoarele (origine: gr. *bryon* = mușchi vegetal + *zóé*, *zôon* = formă de viață, animal; engl. *bryozoans*) (Regnul *Animalia*; Filum ***Bryozoa***) sunt organisme exclusiv acvatice, în special marine, dar există și specii de ape salmastre și dulci. Bryozoarele sunt sesile și coloniale, iar indivizii din colonii, numiți *zooizi*, au corpul nesegmentat, de dimensiuni mici (mm) și prezintă o coroană de cili în jurul orificiului bucal, numită *lophophor*; individul secretă o lojă calcaroasă individuală numită *zoecie*, iar scheletul întregii colonii se numește *zoarium*. Bryozoarele au apărut în Ordovician și există și în prezent.
Agnathele (origine: gr. *a* = fără + *gnathos* = maxilar, falcă; engl. *agnathans*) (Regnul *Animalia*; Filum *Chordata*; Subfilum *Vertebrata*; Supraclasa ***Agnatha***) sunt primele animale vertebrate, apărute încă din Cambrian, cu aspect pisciform și fără maxilare, având un așa-numit *tunel bucal*. În Ordovicianul Mediu au apărut agnatele care aveau partea anterioară a corpului acoperită cu un scut de protecție osos (Fig.VI.25.B,C), de unde și denumirea lor de ostracodermi (*Ostracodermata*). Agnathele au ajuns la apogeu în Silurian, iar în Devonian au intrat în declin și au dispărut, supraviețuind până în actual doar un singur grup: myxinele (engl. *hagfish*).
Bryofitele (origine: gr. *bryon* = mușchi vegetal + *phyton* = plantă; engl. *bryophites*) (Regnul *Plantae*; Diviziunea ***Bryophita***) sunt plante inferioare, nevasculare, care se reproduc prin spori. Bryofitele primitive sunt reprezentate de mușchi (engl. *moss*), care au apărut în Ordovician și există și în prezent.

Datorită extensiei maxime a Oceanului *Iapetus* și a prezenței întinselor mări epicontinentale, a existat o distincție marcantă între provinciile faunistice geografice, în general și între cele bentonice și cele de platformă continentală, în mod special - cum este cazul trilobiților, care au avut specii endemice de platformă și specii larg răspândite de ape adânci. Alte grupuri din fauna ordoviciană cuprind: bryozoare, noi forme de gasteropode, bivalve, echinoide, brachiopode, crinoidee, coralieri, spongieri, conodonte *etc*.

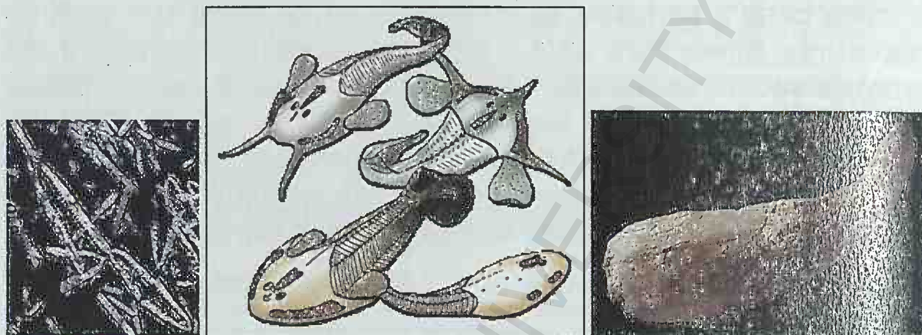


Fig.VI.25. Fosile ordoviciene: (**A**) ***Graptoliți*** (http://www.oum.ox.ac.uk/thezone/fossils/inverts/grapt.htm); (**B**) ***Agnathe ostracoderme*** - imagine artistică; (**C**) ***Sacabambaspis*** - ostracoderm ordovician (https://fossils.valdosta.edu/fossil_pages/fossils_ord/f20.html).

În Ordovician au apărut primele vertebrate, reprezentate de agnathe - forme precursoare ale peștilor, care nu aveau, însă, maxilare și nici solzi, iar din Ordovicianul Mediu, la unele agnathe partea anterioară a corpului (cu schelet de natură cartilaginoasă) era acoperită cu plăci osoase (scut), de exemplu: *Astraspis*, *Sacabambaspis*, *Arandaspis etc*. Până la apariția peștilor propriu-ziși, cu maxilare, rolul de animale de pradă a revenit doar stelelor de mare și nautiloideelor de talie mare, ca de exemplu, *Orthoceras, Endoceras* (Filipescu, 2002).

Un eveniment notabil al Ordovicianului Superior a fost începutul "timid" al colonizării uscatului - până atunci arid și gol - cunoscându-se astăzi din cadrul depozitelor continentale, resturi de plante: celule, cuticule și spori de bryophite, evoluate din algele verzi.

La finalul Ordovicianului, glaciația hirnanțiană a produs prima dintre cele cinci extincții notabile ale Phanerozoicului, manifestându-se prin două pulsuri glaciare intense. Dintre acestea, primul (situat la nivelul Biozonei cu *Normalograptus extraordinarius*) a afectat mai ales speciile planctonice și nectonice ale populațiilor

din zonele de *shelf*, în timp ce al doilea puls glaciar (de la nivelul Biozonei cu *Normalograptus persculptus*) a distrus fauna de la numeroase niveluri de adâncime a apelor (Harper *et al.*, 2014). În total, au dispărut aproximativ 85 % dintre speciile marine ordoviciene, aparținând tuturor grupurilor de nevertebrate și vertebrate.

B. SILURIANUL (444-419 M.a.) → durata: 25 M.a.

Silurianul (origine: engl. *Silures* - trib celtic din Țara Galilor, Marea Britanie; engl. *Silurian*) (Sedgwick & Murchison, 1835; Murchison, 1839) este a treia și cea mai scurtă perioadă a Paleozoicului, constituind o etapă de activitate tectonică intensă, colizională, în paralel cu o revenire biotică progresivă după șocul glaciar ordovician (*Pentru subdiviziunile Silurianului, a se vedea Fig.VI.18*).

Reconstrucția paleogeografică a timpurilor siluriene este prezentată în harta din Fig.VI.26, în care se poate observa apropierea și mai accentuată a blocurilor continentale existente și extinderea Oceanului *Paleotethys* și a Oceanului *Rheic*, în paralel cu menținerea dominației Oceanului *Panthalassa* în cea mai mare parte a emisferei nordice.

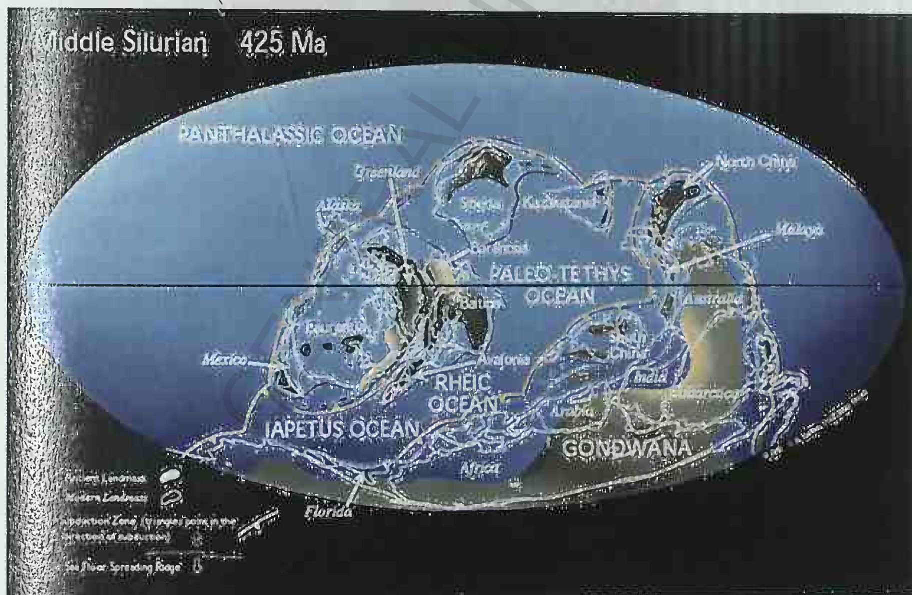


Fig.VI.26. Reconstrucție paleogeografică a **Silurianului Mediu**: supercontinentul ***GONDWANA*** s-a deplasat mai spre sud; *Laurenția* și *Baltica-Avalonia* au intrat în coliziune, închizând brațul Oceanului ***IAPETUS*** situat între ele; Oceanul ***PALEO-TETHYS*** și Oceanul ***RHEIC*** s-au extins, iar Oceanul ***PANTHALASSA*** a continuat să domine emisfera nordică (http://www.scotese.com/newpage2.htm).

Evenimentul tectonic major al perioadei siluriene este coliziunea *Laurenției* cu ansamblul *Baltica-Avalonia* în a doua jumătate a Silurianului. Închiderea prin subducție a brațului Oceanului *Iapetus* situat între aceste blocuri continentale a condus la formarea supercontinentului numit *LAURUSSIA* sau *EURAMERICA* (nu este recomandabil a se denumi acest supercontinent *LAURASIA*, deoarece în epocă, Asia nu era încă formată, unele dintre blocurile sale fiind în continuare atașate *GONDWANEI*).

Coliziunea directă, aproape frontală a celor două blocuri continentale masive a generat intense procese de deformare tectonică, inițiind formarea unor centuri orogene masive situate astăzi începând din nordul arctic - Svalbard - vestul Scandinaviei - estul Groenlandei - Scoția - Anglia - Țara Galilor și până în estul Americii de Nord și nord-vestul Africii (Fig.VI.27).

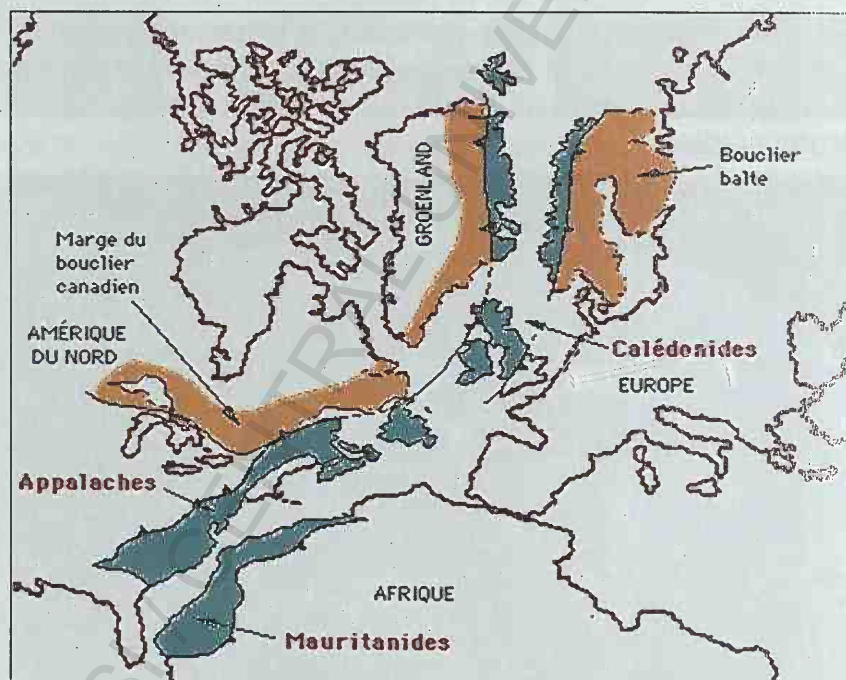


Fig.VI.27. Structurile orogene generate de Ciclul geotectonic ***Caledonian***, numite caledonide (verde), extinse din nordul arctic, I-lele Svalbard, vestul Scandinaviei, estul Groenlandei, Scoția, Anglia, Țara Galilor și până în estul Americii de Nord și nord-vestul Africii (de astăzi) (http://slideplayer.com/slide/7543232/).

Acest episod principal de paroxism tectonic din Silurianul Superior se înscrie în cadrul ciclului geotectonic <u>Caledonian</u> și poartă

denumirea în nordul Europei, inclusiv în insulele Britanice, de faza tectogenetică *scandiană*, iar continuarea sa în Devonianul Inferior se numește faza *acadiană* (Chew & Strachan, 2013); în segmentul nord-est american al *LAURUSSIEI* (Munții Appalachi), această ultimă denumire este atribuită ciclului geotectonic *Acadian*, considerat de unii autori ca sinonim celui Caledonian, sau contemporan cu faza de început a ciclului geotectonic *Varistic* din Europa.

După glaciația de la finalul Ordovicianului, ameliorarea climatică siluriană și dezghețul survenit progresiv au generat o ridicare a nivelului eustatic și transgresiuni care au afectat toate zonele marginale continentale. În plus, reechilibrarea izostatică a zonelor din *GONDWANA* supuse glaciației a produs o ridicare substanțială care a compensat corespunzător scufundarea anterioară cauzată de greutatea calotelor glaciare ordoviciene. Mările epicontinentale s-au reinstalat pe marginile continentale submerse, iar în zonele intertropicale, prezența apelor puțin adânci și aerate / fotice au favorizat dezvoltarea recifilor coraligeni (bioherme) asociați sedimentelor carbonatice. Studiul fitoplanctonului marin fosil, ale cărui specii au exigențe precise de mediu și în special de temperatură, au permis trasarea paleozonelor climatice și definirea provinciilor biologice. Salinitatea oceanelor siluriene se pare că era apropiată de cea actuală, iar concentrația redusă de oxigen din apele oceanice presupune că la adâncimi mai mari de aproximativ 100 m, mediul era anoxic.

Compoziția atmosferei era încă marcată de un conținut ridicat de CO_2, cu efect de seră, la începutul perioadei, însă, treptat, acesta a scăzut, în paralel cu creșterea conținutului de oxigen. Temperaturile s-au înscris pe un palier stabil, la valori ridicate pe toată durata Silurianului, deși, s-au descoperit depozite glaciare de vârstă Silurian Mediu în sectoare de la latitudini mari din *GONDWANA*, aflate în prezent în Brazilia (Torsvik & Cocks, 2017). Odată cu retragerea calotelor de gheață din zonele polare ale Africii și Arabiei, mările transgresive au încorporat o serie de sedimente glaciare anterioare, ordoviciene, care au fost slab oxigenate, rezultând ulterior o extinsă depunere a argilelor negre organice de vârstă Silurian Inferior; acestea au constituit roca sursă a unora dintre cele mai mari acumulări de hidrocarburi de pe glob, situate în Orientul Mijlociu: *Formațiunea Qusaiba* din Arabia Saudită, Oman, Iordania și Iraq (Ghienne *et al.*, 2010; Huc, 2016). Spre finalul Silurianului, climatul arid și o nouă regresiune marină

au favorizat formarea bazinelor marginale cu acumularea depozitelor evaporitice în Groenlanda, Michigan, West Virginia.

În mediile marine, viața siluriană s-a redresat după șocul glaciar ordovician care a dus la extincții majore în cadrul tuturor categoriilor cunoscute de viețuitoare. În asociațiile bentonice și-au reluat dezvoltarea grupurile de nevertebrate apărute în etapele anterioare, care însă, nu au mai constituit provincii faunistice bine marcate, datorită apropierii blocurilor continentale care a facilitat migrarea acestora în toate mările siluriene. S-au dezvoltat în mod special brachiopodele (*Atrypa, Dalmanella, Lingula, Rhynchonella etc.*), moluștele (bivalve: *Ctenodontidae, Conocardiidae, Pteriide, etc.*; gasteropode: *Euomphalus, Murchisonia etc.*), graptoliții (*Bohemograptus, Lobograptus etc.*), echinodermele, spongierii, crinoidele *etc.* Structurile recifale au fost mai intens construite decât în Cambrian și Ordovician, remarcându-se activitatea bryozoarelor (*Fenestella, Hallopora etc.*) și cea a coralilor tabulați (*Favosites, Halysites*) și rugoși (*Cystiphyllum, Goniophyllum etc.*). Trilobiții au intrat în declin și nu au mai fost atât de diverși ca număr de specii precum în perioadele anterioare - în schimb, un grup de artropode de mari dimensiuni, apărute încă din Ordovician, s-a remarcat prin forme specifice: gigantostraceii sau sporpionii de mare, de exemplu: *Eurypterus* (Fig.VI.28.A), *Pterygotus etc.* Aceștia erau, alături de nautiloidee, un important grup de animale de pradă. Agnatele au înregistrat în Silurian o radiație importantă, rezultând forme mai evoluate: primii pești, reprezentați la început, de grupuri primitive - de exemplu: placodermii (*Entelognatus primordialis*) și acanthodienii (*a se vedea la Devonian*).

Pe uscatul arid au început să se răspândească treptat specii de artropode de tipul miriapodelor și păianjenilor și de asemenea, sunt cunoscute și primele plante terestre vasculare. Fosilele acestora, incluse generic în grupul *Cooksonia* (Fig.VI.28.B), erau lipsite de rădăcini, frunze și flori, având aspectul unei tije simple de câțiva centimetri înălțime, ramificate și terminate cu sporangi.

Gigantostraceii / Eurypteridele (Regnul *Animalia*; Filum *Arthropoda*; Subfilum *Chelicerata*; Clasa *Merostomata*; Ordinul ***Eurypterida***) - numiți și scorpioni de mare, aceștia sunt arthropode primitive acvatice, în general marine, cu corp segmentat, protejat de o carapace. Sunt cele mai mari arthropode care au trăit pe Pământ, având până la 2 m lungime; au apărut în Ordovician și au dispărut în Permian.



Fig.VI.28. Fosile siluriene: (**A**) ***Eurypterus remipes*** (1,2 m) (Muzeul de Istorie Naturală Karlsruhe, Germania); (**B**) ***Cooksonia pertoni*** (3,7 cm) (South Wales) (www.google.com).

C. DEVONIANUL (419-359 M.a.) → durata: 60 M.a.

Devonianul (origine: engl. *Devonian*) - denumit de către geologii englezi Roderick Murchison și Adam Sedgwick în 1839, după comitatul *Devonshire* din sud-vestul Angliei, unde se găsesc depozite de această vârstă (Sedgwick & Murchison, 1840) - este a patra perioadă a Paleozoicului, denumită și "Epoca Peștilor" (engl. *"Age of Fish"*), în cursul căreia acest grup a cunoscut o dezvoltare deosebită, iar uscatul a fost invadat de organisme evoluate: plante și animale. De asemenea, s-a înregistrat o intensă activitate tectonică, care a început să prefigureze ansamblul continental pre-*PANGAEA*. (*Pentru subdiviziunile Devonianului, a se vedea Fig. VI.18*). Reconstrucția paleogeografică a timpurilor devoniene este prezentată în harta din Fig.VI.29, în care se poate observa tendința generală de închidere a oceanelor devoniene.

La începutul Devonianului, Oceanul *Rheic* se afla în extensie maximă (aproximativ 6.000 km), dar a început să se închidă progresiv, pe măsura apropierii blocurilor continentale adiacente. La aproximativ 400 M.a. (Devonian Inferior - Pragian), *GONDWANA* avea sectorul său aparținând Africii de Sud situat în zona Polului Sud, iar sectorul aparținând Australiei se găsea în zona ecuatorului (Torsvik & Cocks, 2017). De asemenea, blocurile continentale mai mult sau mai puțin izolate ale *Siberiei*, *Kazakhstaniei*, *Chinei de Nord* și *de Sud* erau situate în emisfera nordică. Coliziunea din Silurianul Superior a *Laurenției* cu *Baltica-Avalonia*

și constituirea *LAURUSSIEI* au dus la edificarea de-a lungul suturii de contact a structurilor orogene caledoniene, reprezentate de lanțuri muntoase care traversau în zona intertropicală supercontinentul nou constituit.

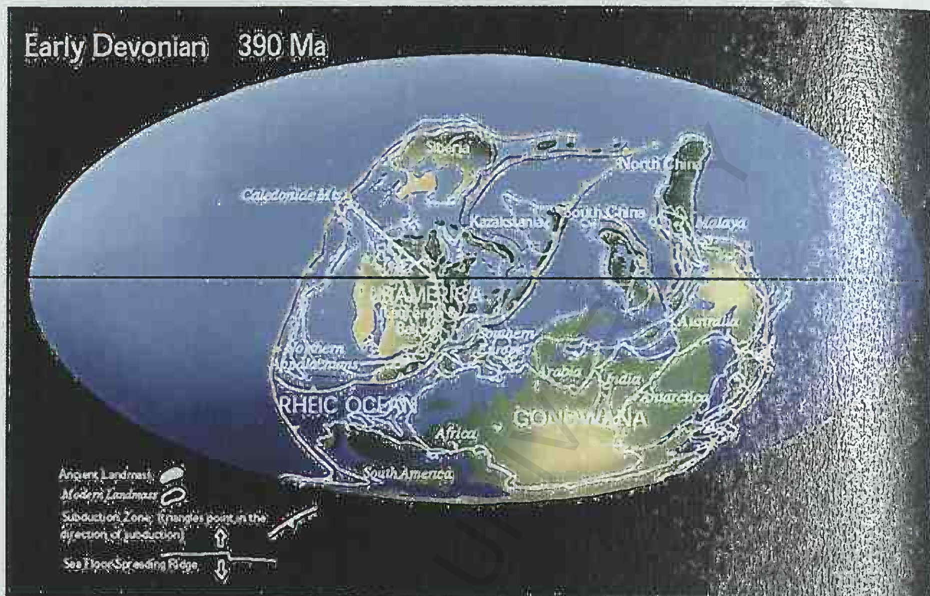


Fig.VI.29. Reconstrucție paleogeografică a **Devonianului Inferior**: ***GONDWANA*** se afla în continuare în emisfera sudică, cu sectorul Africii de Sud situat la Polul Sud și cel al Australiei la ecuator; ***EURAMERICA*** (sau ***LAURUSSIA***) era traversată de ecuator în partea sa nordică, iar blocurile ***Siberia***, ***Kazakhstania***, ***China de Nord*** și ***China de Sud*** erau situate în emisfera nordică; Oceanul ***RHEIC*** și ***PALEOTETHYS*** s-au închis progresiv (http://www.scotese.com/newpage3.htm).

Prin eroziunea masivelor caledonidelor, s-au generat materiale sedimentare detritice acumulate apoi într-o suită sedimentară denumită generic ***Old Red Sandstone*** (rom. "Vechea Gresie Roșie") (Fig.VI.30), în cadrul căreia se pot recunoaște mai multe medii depoziționale: de la zone deșertice cu dune și zone aluvionare, la câmpii litorale, zone subtidale *etc*. Aceste depozite au fost descoperite în diferite zone ale fostului supercontinent: în principal Marea Britanie, Irlanda, Groenlanda, Svalbard, dar și în nord-estul Americii de Nord. Această denumire provine de la culoarea roșie a faciesului de alterare din zona aridă (la vremea respectivă) a sedimentelor aluviale grezoase colorate de oxizii de fier - în realitate, aceste depozite mai conțin și conglomerate, argile, arcoze și cal-

care fine, iar culoarea acestora poate varia de la roșu - brun, violet, până la albăstrui sau verzui.

Din Devonianul Mediu, a început Ciclul geotectonic Varistic sau Hercinic (engl. *Variscan* sau *Hercynian*), care este considerat *grosso modo* ca fiind succesiunea de faze tectogenetice prin care a avut loc coliziunea *LAURUSSIEI* cu *GONDWANA* și formarea supercontinentului *PANGAEA*. În zona europeană (de astăzi), se consideră că este vorba despre o serie de evenimente tectonice paroxistice care au afectat microcontinente care au aparținut inițial *GONDWANEI* și care s-au separat de aceasta, intrând apoi în coliziune cu marginea baltico-avaloniană a *Laurenției*, iar ulterior, în Carbonifer, a avut loc coliziunea propriu-zisă a celor două blocuri continentale majore. Astfel, în Devonian, în faza *bretonă*, prin închiderea brațului nord-vestic al Oceanului *Rheic*, microcontinentul *Armorica*, desprins anterior de *GONDWANA*, a intrat în coliziune cu sectorul *Avaloniei* din supercontinentul *LAURUSSIA*, începând generarea structurilor orogene numite *variscide* - acestea și-au continuat dezoltarea și în cursul tectogenezelor carbonifere (*sudetă* și *asturiană*) și permiene (*saalică* și *palatină*).



Fig.VI.30. Depozite devoniene de tip *Old Red Sandstone*: **(*A*)** Pembrokeshire - Wales, Marea Britanie; **(*B*)** Monument care marchează un sit geologic al *Old Red Sandstone*, de la Pen y Fan - Wales, Marea Britanie (http://www.pemcoastphotos.com/_photo).

Structurile orogene varistice sunt extinse în vestul, centrul și sud-estul Europei de astăzi (Fig.VI.31), începând din vestul Portugaliei și Spaniei, Franța (Pen. Bretagne, Masivul Central Francez, Masivul Ardeni, Munții Vosgi), Germania (Masivul Rhenan, Munții Harz, Thüringerwald, Schwarzwald), R. Cehă și Polonia (Masivul

Bohem) și până în Europa de sud-est: România (Orogenul Nord Dobrogean), Grecia, Turcia. De asemena, s-au generat structuri în nord-vestul Africii: Meseta Marocană, Munții Anti Atlas, iar în estul Americii de Nord s-au format Munții Appalachi.

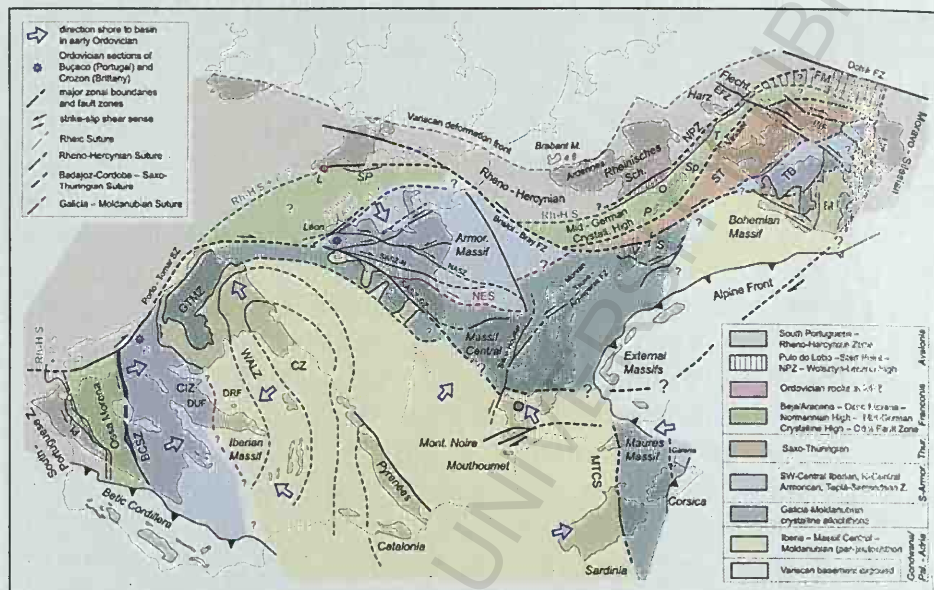


Fig.VI.31. Structurile orogene generate de Ciclul geotectonic *Varistic* (sau *Hercinic*) numite *variscide* sau *hercinide*, extinse din vestul Europei (Portugalia), până în partea cental-nordică a acesteia; **B** - Buçaco; **BCSZ** - Badajoz-Cordoba Shear Zone and Suture; **C** - Crozon Peninsula; **CZ** - Spanish Central Zone; **CIZ** - Central Iberian Zone; **DRF** - domain of recumbent folds; **DUF** - domain of upright folds; **EFZ** - Elbe Fault Zone; **F** - Flechtingen Hills; **FM** - Fore-Sudetic Monocline; **FZ** - Fault Zone; **GTMZ** - Galicia-Tras os Montes Zone; **H** - Harz Mountains; **ISF** - Intra-Sudetic Fault Zone; **L** - Lizard Peninsula; **M** - Moldanubian; **MS** - Moravo-Silesia; **MT** - Moldanubian Thrust; **MTCS** - Maures-Tanneron-Corsica-Sardinia block; **NASZ** and **SASZ** - South Armorican Shear Zone (north and south); **NES** - Nort-sur-Erdre segment of the Galicia-Moldanubian suture; **NPZ** - Northern Phyllite Zone; **O** - Odenwald; **OFZ** - Odra Fault Zone; **OMZ** - Ossa Morena Zone; **P** - Pfalz; **PL** - Pyrenean Lineament; **PTFZ** - Porto-Tomar Fault Zone; **RS** - Rheic Suture; **Rh-S** - Rheno-Hercynian Suture; **RS** - Rheinische Schiefergebirge; **S** - Schwarzwald; **SHFZ** - Sillon Houiller Fault Zone; **SP** - Start Point; **Sp** - Spessart; **SPZ** - South Portugese Zone; **ST** - Saxo-Thuringia; **T** - ThüringerWald; **TAFZ** - Tauve-Aigueperse Fault Zone; **TB** - Teplá-Barrandian Block; **V** - Vosges Mountains; **WALZ** - West Asturia-Leonese Zone (Franke *et al.*, 2017).

Clima devoniană a fost caracterizată în general de temperaturi foarte ridicate (Fig.VI.24), existând însă o diferențiere certă între temperaturile ecuatoriale și cele polare, în special în Devonianul Inferior. Spre finalul perioadei a avut lor o răcire progresivă, continuată și în Carboniferul Inferior, care a atras după sine modificări

importante de mediu. Foarte probabil, această răcire a fost cauzată de scăderea dramatică a nivelului de CO_2 din atmosferă, în urma absorbției sale de către volumul masiv de plante terestre care au colonizat uscatul, până atunci existente doar sporadic.

Nivelul eustatic a crescut progresiv, conducând la o expansiune a habitatelor costiere, care au cunoscut cea mai importantă dezvoltare a sistemelor recifale coraliere, estimate a fi acoperit suprafețe de cca. 5 milioane de km^2 - aproape de 10 ori mai mult decât în prezent; au proliferat coralii tabulați (*Pleurodictyum*) și rugoși (*Cystiphyllum*).

Dintre numeroasele nevertebratele care populau oceanele devoniene menționăm: brachiopodele, bryozoarele, crinoizii, trilobiții, ostracodele, gigantostraceii, moluștele. În cadrul acestui ultim grup, își fac apariția *amonoideele* - cefalopode de o mare importanță stratigrafică pentru a doua jumătate a Paleozoicului și a Mezozoicului. Așa cum o indică și supranumirea Devonianului drept "Epocă a peștilor", acest grup a cunoscut o dezvoltare deosebită, în cadrul căreia, clasele de pești primitivi, precum *placodermii* (*Coccosteus, Pterichtys, Bothryolepis, Dunkleosteus etc.*) (Fig.VI. 32.A) au dispărut, iar *acanthodienii* (*Acanthodes sp.*) erau și ei pe cale de dispariție. S-au dezvoltat peștii *cartilaginoși* - rechinii (*Cladoselache*), care se cunosc prin forme fosile primitive de mici dimensiuni începând cu Devonianul Mediu. O radiație adaptativă importantă au avut peștii *osoși*, prin grupul *actinopterigienilor* (*Cheirolepis*), a căror linie a evoluat ulterior spre peștii moderni și grupul *sarcopterigienilor*, care, chiar dacă au intrat în declin, au deschis calea spre primele vertebrate de pe uscat: amfibienii. Situri paleontologice celebre pentru faunele de pești devoniene se găsesc în **Bazinul Orcadian din Scoția** (Zona Moray Firth din nord-estul Scoției, Insulele Orkney și Insulele Shetland). Spre finalul Devonianului (Frasnian), primele tetrapode vertebrate - amfibienii - au părăsit mediul acvatic, adaptându-se locomoției terestre. În depozitele frasniene din estul Groenlandei, s-au descoperit mai multe specimene complete de amfibieni de apă dulce aparținând genurilor *Acanthostega* și *Ichthyostega*, iar în Rusia, este cunoscut un singur exemplar de *Tulerpeton* (Clack, 2002). Mai recent descoperitul *Tiktaalik* (2004), se pare că este cel mai primitiv amfibian, reprezentând de fapt, o formă de tranziție între pești și amfibieni (Fig.VI.33).

Amonoideele (origine: lat. *Ammonis cornua* = coarnele lui Ammon; engl. *ammonoids*) (Regnul *Animalia*; Filum *Mollusca*; Clasa *Cephalopoda*; Subclasa ***Ammonoidea***) constituie un grup extinct (Devonian - Cretacic) de moluște marine de o mare importanță stratigrafică pentru sfârșitul Paleozoicului și în special pentru Mezozoic. Amonoideele au cochilie externă calcaroasă, în general înrulată plan-spiral, cu dimensiuni de la câțiva cm la cca. 2m și ornamentație variabilă, ce constituie un criteriu de clasificare la nivel de gen și specie; cuprind ordinele: *Anarcestida, Goniatitida, Ceratitida, Phylloceratida, Ammonitida etc.*
Peștii (origine: lat. *pisces*; engl. *fish*) (Regnul *Animalia*; Filum *Chordata*; Subfilum *Vetebrata*; ***Pisces*** - denumire taxonomică neutilizată astăzi) sunt animale vertebrate acvatice, care au maxilare (spre deosebire de agnathe care nu le au și cu care se aseamănă) și, de asemenea, prezintă sistem respirator de tipul branhiilor și înotătoare în general, pereche; corpul acestora este în general acoperit cu solzi, iar peștii primitivi aveau o parte a corpului protejată de o cuirasă osoasă. Se disting mai multe grupuri de pești, dintre care, patru sunt mai importante: a) <u>peștii placodermi</u> (Clasa ***Placodermi***) (origine: gr. *plas* = placă + *dermos* = piele; engl. *placodermi*) - grup extinct (Silurian - Devonian) de pești primitivi care aveau partea anterioară a corpului acoperită cu o cuirasă sau armură articulată din plăci osoase, iar restul corpului acoperit în general cu solzi; ex.: *Entelognathus promordialis, Dunkleosteus:* 6m, 1 tonă - cel mai mare placoderm (Fig.VI.32.A); b) <u>peștii acanthodieni</u> (Clasa ***Acanthodii***) (origine: gr. *acanthos* = spin; engl. *acanthodians*) - grup extinct (Silurian - Permian) de pești primitivi, numiți și "rechini" spinoși (deși au trăit înaintea apariției rechinilor), al căror corp prezenta spini osoși dispuși în fața înotătoarelor; ex.: *Acanthodes sp.*; c) <u>peștii cartilaginoși</u> (Clasa ***Chondrichthyes***) (origine: gr. *khondros* = cartilagiu + *ichthys* = pește; engl. *cartilaginous fish*) constituie un grup de pești cu schelet cartilaginos, reprezentați de <u>rechini</u> (engl. *sharks*), <u>pisici de mare</u> (engl. *rays*) și <u>chimere</u> (engl. *chimaeras*); au apărut la limita Silurian - Devonian și există și în prezent; d) <u>peștii osoși</u> (Clasa ***Osteichthyes***) (origine: gr. *osteon* = os + *ichthys* = pește; engl. *bony fish*) constituie peștii evoluați, cu schelet osos și solzi. Aceștia se clasifică în categoriile: 1) <u>actinopterygieni</u> (Subclasa ***Actinopterygii***) (origine: gr. *aktinos* = rază + *pteryx* = aripă, înotătoare; engl. *actinopterygians*) constituie peștii osoși la care înotătoarele perechi sunt susținute de radii osoase; aceștia reprezintă cea mai mare parte (98%) a peștilor actuali (cu cele peste 30.000 de specii cunoscute, constituie cel mai mare grup actual de vertebrate) (Devonian - actual); 2) <u>sarcopterygieni</u> (Subclasa ***Sarcopterygii***) (origine: gr. *sarx* = carne + *pteryx* = aripă, înotătoare; engl. *sarcopterygians*) sunt pești osoși, la care înotătoarele sunt groase și cărnoase, în formă de lob; majoritatea acestora sunt fosili (*Panderichtys*, *Holoptychius*: Devonian-Carbonifer). În Devonian, din sarcopterygieni s-a separat grupul denumit *coelacanth*, rămas în mediul marin și dispărut în mare parte, având doar două specii actuale ale genului *Latimeria* (Fig.VI.32.B); un alt grup, *tetrapodomorpha* (*Tiktaalik*) (Fig.VI.32.C) s-a adaptat mediului continental de ape dulci și din acesta au evoluat la sfârșitul Devonianului tetrapodele primitive: amfibienii.
Tetrapodele (origine: gr. *tetra* = patru; *pous, podos* = picioare; engl. *tetrapods*) (Regnul *Animalia*; Filum *Chordata*; Supraclasa ***Tetrapoda***) sunt animale vertebrate adaptate la locomoția terestră, având două perechi de membre (evoluate din cele două perechi de înotătoare ale peștilor) atașate la coloana vertebrală prin centurile scapulară și pelviană. Cele mai primitive tetrapode sunt <u>amfibienii</u> (Clasa *Amphibia*), animale care pot trăi în mediul subaerian, însă necesită un mediu acvatic pentru reproducere și dezvoltarea larvelor. Amfibienii primitivi (*Tiktaalik*) aveau aspect de "pește cu patru membre", în timp ce formele mai evoluate, aveau deja aspect reptilian (*Acanthostega, Ichthyostega*) (Fig.VI.33).

Tetrapodele mai evoluate sunt incluse în grupul *Amniota* și sunt divizate în Clasa *Sauropsida* - care cuprinde reptilele (*Reptilia*) și păsările (*Aves*) și Clasa *Synapsida* - cuprinzând mamiferele (*Mammalia*).



Fig.VI.32. **(A)** ***Dunkleosteus terrelli*** - cel mai mare pește placoderm devonian (6m, 1 tonă); **(B)** ***Latimeria chalumnae*** - singurul gen (cu două specii) de *coelacanth* actual; **(C)** ***Tiktaalik roseae*** (imagine artistică) - singura specie de *tetrapodomorph* fosil cunoscută (descoperită în 2004, în Ellesmere Island, Nunavut, Canada); este considerat forma fosilă tranzițională dintre pești și amfibieni, având înotătoare cărnoase susținute de oase de tipul membrelor de la tetrapode (www.google.com).

Pteridofitele (origine: gr. *pteris* = ferigă + *phyton* = plantă) (Regnul Plantae; Filum ***Pteridophyta***) denumite și **cryptogame vasculare**, acestea reprezintă un grup de plante inferioare, care, deși sunt vasculare, nu prezintă flori și semințe, reproducerea realizându-se prin spori. Pteridofitele sunt reprezentate de ferigi (engl. *ferns*) și equisetale (engl. *horsetails*) - acestea din urmă având în actual un singur reprezentant relict: *Equisetum sp.* (rom. *Coada calului*). Reprezentanții fosili ai pteridofitelor, numeroși și de mari dimensiuni (ferigi arborescente), au constituit biomasa pe baza căreia s-au format cărbunii paleozoici (Carbonifer).

Un alt eveniment important al Devonianului a fost colonizarea substanțială a uscatului cu plante verzi; dacă la limita Silurian - Devonian, plantele aveau înălțimi reduse și erau târâtoare, lipsite de rădăcini și frunze și erau legate de mediile mlăștinoase pentru alimentare și reproducere, începând cu Devonianul Inferior, acestea au evoluat semnificativ (Fig.VI.34). Un sit paleontologic important în care s-au descoperit asociații de plante de vârstă devonian

inferioară este zona **Rhynie (Scoția, Marea Britanie)**, unde, în depozite silicioase precipitate de apele izvoarelor fierbinți (cherturi) s-au păstrat plante vasculare ca: *Rhynia, Aglaophyton, Asteroxylon, Nothia etc.*, precum și plante nevasculare (fungi, alge, licheni) și arthropode (scorpioni, păianjeni, miriapode, insecte nezburătoare). Prin dezvoltarea țesuturilor vasculare, rezistența mecanică și capacitatea conductivă a tulpinilor a crescut, iar ulterior s-au perfecționat rădăcinile și frunzele.

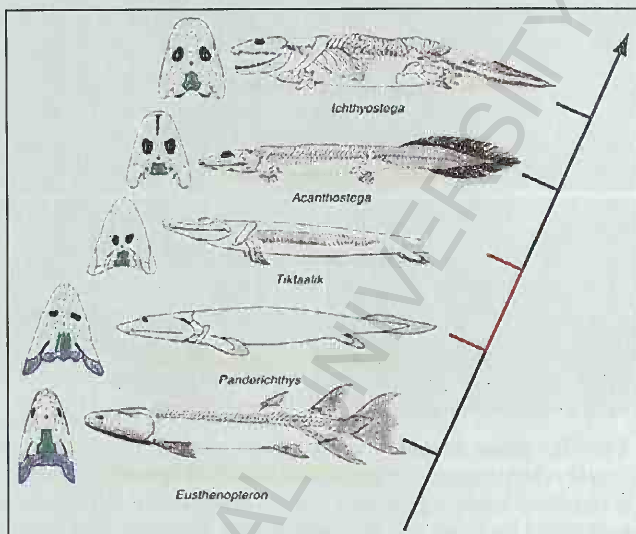


Fig.VI.33. Linia evolutivă prezumtivă pești → amfibieni (http://www.earthhistory.org.uk/technical-issues/tiktaalik-roseae).

Plantele care se reproduceau prin spori au produs o inovație adaptativă - semințele - care le-au adus independența de mediile mlăștinoase, permițându-le cucerirea de noi habitate și radiații adaptative spectaculoase, conducând la apariția primelor păduri în zonele intertropicale ale *LAURUSSIEI*. În Devonianul Mediu, covorul vegetal dens, constituit din arbuști, a început să fie dominat de ferigile arborescente (*Wattieza*), iar în Devonianul Superior - Carboniferul Inferior apare *Archaeopteris* (a nu se confunda cu *Archaeopteryx*), o plantă cu caractere tranziționale între ferigi (ierboase) și gymnosperme (lemnoase) (*Progymnospermophyta*), precum și primele plante cu semințe. Extinderea vegetației terestre a avut un impact profund, nemaiîntâlnit până atunci, atât la nivel climatic, cât și hidro- și geomorfologic. Astfel, rădăcinile puternice ale plantelor arborescente au fixat terenul, modificând

esențial energia de eroziune și de transport a materialelor detritice, care, la rândul lor, au influențat procesele de meandrare și acumulare a depozitelor sedimentare. Procesele de fotosinteză ale volumului gigantic de plante terestre apărute într-un interval relativ scurt (la scară geologică) au indus o absorbție masivă a CO_2 din atmosferă, ale cărui conținuturi au scăzut abrupt, generând o răcire substanțială a climatului (în paralel, au crescut conținuturile de oxigen până la cote similare celor actuale).



Fig.VI.34. ***Flora devoniană*: (A)** începutul **Devonianului** - vegetație nevasculară, târâtoare, lipsită de rădăcini, tulpini rigide și frunze; **(B) Devonian Superior** - plante superioare, vasculare, cu tulpini înalte (***Pterydophyte*** - ferigi arborescente) (http://www.bbc.co.uk/nature/extinction_events/Late_Devonian_extinction).

Spre finalul Devonianului (Frasnian/Famennian: cca. 372 M.a.) a avut loc o extincție majoră, care a afectat profund mediul acvatic, având de suferit mai mult asociațiile marine tropicale, față de cele de ape reci. Peștii placodermi și agnathele au dispărut, iar dintre nevertebrate, cei mai afectați au fost coralii tabulați și rugoși, apoi brachiopodele (au dispărut 85% dintre genurile frasniene), trilobiții și comunitățile planctonice, iar amonoideele aproape au dispărut. Prezența depozitelor bituminoase de această vârstă indică manifestarea unui eveniment anoxic marin, determinat de scăderea conținutului de oxigen și ridicarea nivelului anoxic spre suprafața apelor, cu asfixierea faunelor de *shelf*. În ansamblu, cauzele acestei crize biotice soldate cu extincție sunt multiple și nu suficient de bine elucidate.

D. CARBONIFERUL (359-299 M.a.) → durata: 60 M.a.

Carboniferul (origine: lat. *carbo, carbones* = cărbuni; engl. *Carboniferous*) - denumire dată de către geologii britanici **William Conybeare** (1787-1857) și **William Phillips** (1775-1828) în 1822, de la depozitele de cărbuni de această vârstă - este a cincea peri-

oadă a Paleozoicului, caracterizată de manifestarea unei glaciații extinse în *GONDWANA* și de fenomene colizionale majore, care au condus la desăvârșirea unificării supercontinentului *PANGAEA*. În prima jumătate a Carboniferului, în mediul marin s-au acumulat depozite carbonatice extinse, iar ulterior, în zonele intertropicale s-au format importante depozite de cărbuni. (*Pentru subdiviziunile Carboniferului, vezi Fig.VI.18; în afara subdiviziunilor clasice europene / rusești, în America de Nord se utilizează subdivizarea în Carbonifer Inferior = Mississippian și Carbonifer Superior = Pennsylvanian*). Reconstrucția paleogeografică a timpurilor carbonifere este prezentată în hărțile din Fig.VI.35-36, în care se observă în Carboniferul Inferior tendința de închidere a Oceanului *Rheic* și apropierea supercontinentelor *LAURUSSIA* și *GONDWANA*.

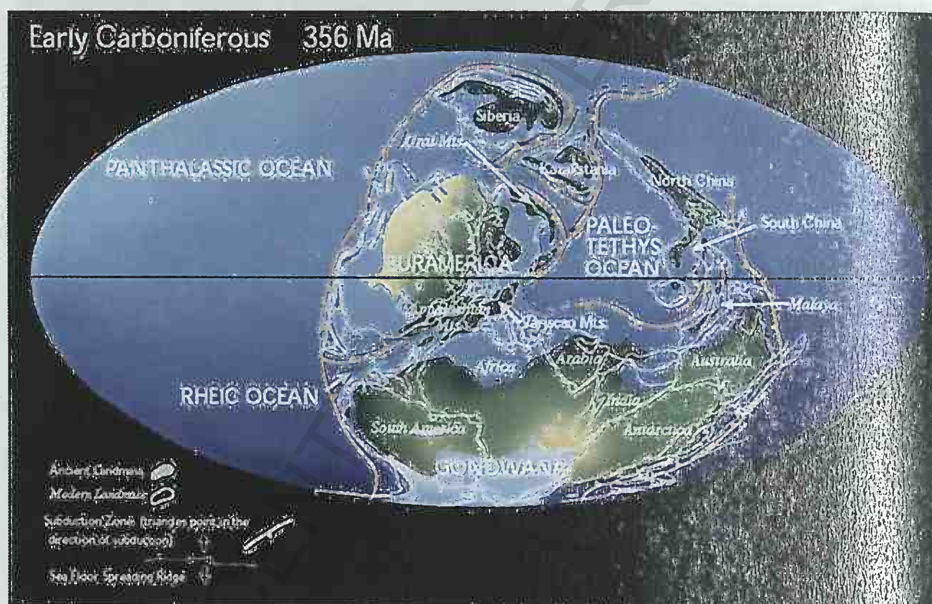


Fig.VI.35. Reconstrucție paleogeografică a **Carboniferului Inferior**: închiderea Oceanului ***RHEIC***, cu apropierea ***LAURUSSIEI (EURAMERICII)*** de ***GONDWANA*** (http://www.scotese.com/newpage4.htm).

La limita Carboniferului Superior, la cca. 320 M.a., acestea au încetat să mai fie blocuri independente, intrând în coliziune prin sectoarele lor situate în sudul Americii de Nord (sudul S.U.A. de astăzi) (*LAURUSSIA*) și respectiv nordul Americii de Sud și nord-vestul Africii (*GONDWANA*). Paroxismul tectonic s-a manifestat în cursul Carboniferului Superior, iar la începutul Permianului, acest

proces era deja încheiat, continuând doar finalizarea fazelor tectogenetice. Coliziunea se pare că a fost oblică, astfel încât, confruntarea acestor două mase continentale gigantice a avut urmări moderate (Torsvik & Cocks, 2017) și nu catastrofice, cu reverberări tectonice la mii de kilometri, cum ar fi fost de așteptat în cazul unui impact direct, frontal.

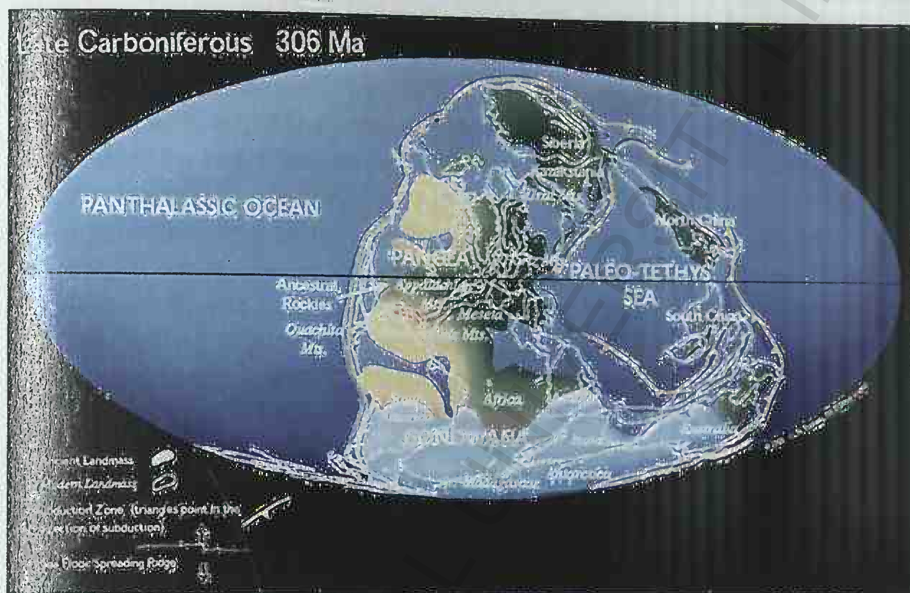


Fig.VI.36. Reconstrucție paleogeografică a Carboniferului Superior: coliziunea ***LAURUSSIEI (EURAMERICII)*** cu ***GONDWANA*** și formarea supercontinentului ***PANGAEA*** (http://www.scotese.com/late.htm).

Coliziunea a generat formarea structurilor orogene din lanțul Munților Ouachita (puternic erodate astăzi), situați în sudul S.U.A., care prelungesc spre sud-vest centura Munților Appalachi, ambele edificate în cadrul ciclului orogenetic *Alleghanian* - corespondent american al ciclului european *Varistic*. Sectorul european al *LAURUSSIEI*, deși nu a participat direct la coliziunea cu *GONDWANA*, a fost marcat în continuare de complicatele mișcări tectonice varistice, prin fazele *sudetă* - manifestată mai mult în Europa Centrală și *asturiană* - prezentă cu precădere în sudul Europei.

În nord-estul *LAURUSSIEI*, de sectorul său corespunzător *Balticii* s-a apropiat blocul de dimensiuni reduse al *Kazakhstaniei*, prin închiderea progresivă a Oceanului *Uralian*. În Carboniferul Superior și începutul Permianului, a avut loc coliziunea acestora

(Puchkov, 2009), în cursul ciclului geotectonic *Uralian* fiind edificată centura orogenă a Munților Urali.

În etape intermediare au fost acreționate și terenuri mai mici precum: *Kara, Severnaya Zemlea* și *Taymîr* și de asemenea, s-a format bazinul vest-siberian, situat între Munții Urali și continentul *Siberia*; acesta din urmă s-a apropiat foarte mult de *LAURUSSIA*, continuându-și mișcarea de rotație, astfel încât, poziția sa finală, ca parte integrantă a supercontinentului, s-a definitivat mai târziu, în Triasic. Spre estul și sud-estul *Siberiei*, s-au apropiat progresiv și au intrat ulterior în coliziune cu aceasta, blocurile *Amuriei (= Mongolia)* și *Chinei de Nord*, care au prins între ele lateral scutul *Tarim*. Relativ izolate au rămas spre sud-est o serie de microcontinente și blocuri de mici dimensiuni: *China de Sud, Annamia* (= *Indochina*) *etc.*

Clima Carboniferului a fost marcată decisiv de răcirea de la sfârșitul Devonianului, care a determinat în zona Americii de Sud din *GONDWANA* o serie de evenimente glaciare precursoare, cu durate scurte, de aproximativ 1-8 M.a., separate de intervale de încălzire relativă (Fielding *et al.*, 2008). La sfârșitul Mississippianului, calota glaciară s-a extins și în alte zone ale *GONDWANEI*, iar la începutul Pennsylvanianului deja acoperea o bună parte din sudul Americii de Sud, sudul Africii, Australia, Arabia. După o ușoară ameliorare climatică spre sfârșitul Carboniferului, glaciația a atins un maximum în cursul Permianului Inferior, extinzându-se pe un palier larg de paleolatitudini, însă cu diferențieri zonale. Calotele glaciare gondwaniene au înaintat foarte mult spre nord, atingând latitudini apropiate de 30° S, unde, în aproape tot restul Phanerozoicului au existat condiții climatice subtropicale. Parțial datorită glaciației progresive și formării depozitelor masive de cărbuni, care au creat un nou rezervor de carbon, conținuturile atmosferice de CO_2 au scăzut de la cca. 1.500 ppm la cca. 350 ppm, comparabile cu cele moderne (Berner, 1997), iar oxigenul a avut conținuturi mai ridicate decât în prezent, de aproximativ 32-35 %.

Evoluția vieții a atins în Carbonifer un nivel deosebit de diversificare a genurilor și speciilor acvatice și terestre, cu formarea de ecosisteme specifice atât în mediul marin, cât și pe uscat. În cadrul faunelor de nevertebrate marine, o dezvoltare deosebită au avut foraminiferele bentonice (*Fusulinide*), iar structurile recifale construite de tetracoralieri au cunoscut o mare extindere, la care

și-au adus contribuția și crinoizii, bryozoarele, algele calcaroase. Foarte răspândite au fost ostracodele, brachiopodele (*Gigantoproductus*), moluștele bivalve (*Posidonia*), gasteropode (*Euomphalus, Murchisonia*) și amonoidee (*Goniatitide* și *Ceratitide*). Artropodele marine au avut un rol dominant, reprezentate de gigantostracei, în timp ce trilobiții și-au continuat declinul și în Carbonifer. Peștii au proliferat în oceanele carbonifere, rechinii înregistrând o radiație adaptativă majoră; unii pești s-au adaptat habitatelor dulcicole, populate și de specii de moluște, crustacei, eurypteride.

Habitatele terestre erau dominate de artropode - numeroase, diverse și de mari dimensiuni, datorită condițiilor de viață propice din mediul umed întreținut de vegetația abundentă. Dintre acestea, importante au fost miriapodele (*Arthropleura* - 0,3-2,3 m lungime - cel mai mare miriapod care a trăit vreodată), scorpionii (*Pulmonoscorpius* - 70 cm lungime) și păianjenii, iar dintre insectele zburătoare, apărute în Carboniferul Superior, *Meganeura* a fost cea mai mare specie de insectă care a trăit pe Pământ (75 cm anvergura aripilor) (Fig.VI.37.A). Tetrapodele amfibiene erau singurele vertebrate care populau mediile semiacvatice și uscatul, dar evoluția acestora a fost relativ lentă la începutul Carboniferului, pentru ca la finalul perioadei, să existe peste 40 de familii diferite. Dintr-un grup de amfibieni au evoluat primele reptile, iar *Westlothiana lizziae* (Fig.VI.37.B), descoperită în West Lothian (Scoția, Marea Britanie), în Carboniferul Inferior este, foarte probabil, o formă intermediară între acestea, având atât caractere amfibiene, cât și caractere mai evoluate, reptiliene; de asemenea, *Casineria*, descoperită tot în Scoția, este tot o formă tranzițională.

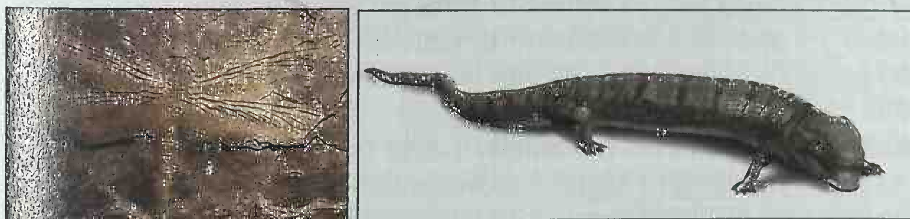


Fig.VI.37. Fosile carbonifere: (**A**) *Meganeura monyi*; (**B**) *Westlothiana lizziae* - imagine artistică (https://www.nms.ac.uk/explore-our-collections/stories/natural-world/westlothiana-lizziae/).

Alte fosile de reptilieni primitivi provin din Carboniferul Superior din Nova Scotia (Canada): *Hylonomus, Archaeothyris, Palaeothyris*. O inovație evolutivă remarcabilă pe care au adus-o reptilele a

fost oul amniotic (origine: gr. *amnion* = membrană protectoare a fetusului; engl. *amniote egg*), care protejează fetusul de uscăciune și șocuri, permițând reproducerea în afara mediului acvatic, indispensabil amfibienilor. În acest mod, reptilele au devenit independente de volumele de apă și au cucerit progresiv uscatul, diversificându-se puternic în Carboniferul Superior pentru a deveni ulterior dominante.

În mlaștinile costiere din zonele intertropicale (Fig.VI.38.A) s-au dezvoltat masiv plantele arborescente reprezentate de equisetale (*Calamites*), filicale (*Pecopteris, Neuropteris*), lepidodendrale (*Lepidodendron, Sigillaria*) (Fig.VI.38.B), cordaitale (*Cordaites*), iar în Carbonifer Superior, au apărut cycadophytele (*Cycas*) și gymnospermele reprezentate de voltziale (*Walchia*).



Fig.VI.38. Plante fosile carbonifere: **(A)** Vegetație de mlaștină carbogeneratoare - imagine artistică; **(B)** ***Lepidodendron sp.*** (http://botany.cz/en/lepidodendron/).

Începând din Carboniferul Mediu - Superior, sunt recunoscute patru provincii floristice principale (DiMichele *et al.*, 2005): (1) provincia gondwaniană (denumită anterior și "Provincia cu *Glossopteris*") - specifică zonelor de la latitudini mari din *GONDWANA*; (2) provincia angarană - situată la latitudinile nordice ale continentului *Siberia*; (3) provincia cathaysiană - localizată la latitudinile ecuatoriale ale microcontinentelor *China de Nord* și *China de Sud*; (4) provincia euramericană - reprezentată de regiunile ecuatoriale ale Europei și Americii de Nord și extinsă în zonele temperate ale *GONDWANEI*. În zonele mlăștinoase intertropicale din Europa, pe baza biomasei arborescente carbonifere s-au format cărbuni în bazinele Franco - Belgian, Ruhr, Saar, Westphaliei și Sileziei, iar în Marea Britanie, depozitele de cărbuni numite *Coal Measures* apar în bazinele Glasgow, Cumberland, Newcastle, Manchester, Sheffield *etc.* În America de Nord, s-au format cărbuni în bazinele

din zona appalachiană: Pennsylvania - West Virginia - Ohio și în alte zone: Michigan, Indiana - Illinois, Texas și Iowa - Missouri - Kansas. Pe Platforma Siberiană apar cărbuni în Bazinul Tunguska, iar în China, în Bazinul Shanxi.

E. PERMIANUL (299-252 M.a.) → durata: 47 M.a.

Permianul (origine: *Perm* - localitate din zona Munților Urali; engl. *Permian*) - denumit de către geologul englez **Roderick Impey Murchison** (1792-1871) în 1841, în urma expediției științifice realizate împreună cu germanul **Alexander von Keyserling** (1815 -1891) și francezul **Edouard de Verneuil** (1805-1873) în Munții Urali - este a șasea și ultima perioadă a erei Paleozoice. Această etapă de final a vieții și tectonicii paleozoice este cunoscută pentru extensia maximă a supercontinentului *PANGAEA*, manifestarea unui eveniment vulcanic de proporții, care a creat platoul bazaltic siberian și exticția majoră de la sfârșitul Permianului - cea mai devastatoare din istoria vieții terestre. (*Pentru subdiviziunile Permianului, a se vedea Fig.VI.18*). Reconstrucția paleogeografică a timpurilor permiene este prezentată în harta din Fig.VI.39.

În timpul Permianului, supercontinentul *PANGAEA* cuprindea aproape toate continentele și blocurile continentale de pe glob, rămânând izolate doar câteva dintre acestea, situate în estul și sud - estul Oceanului *Paleotethys*: *Annamia (= Indochina), China de Sud*; *China de Nord* se apropia de *Siberia* și a intrat în coliziune mai întâi cu *Amuria (= Mongolia)*, coliziunile ulterioare prinzând între ele și scutul *Tarim*. În bordura nord-estică a *GONDWANEI* au început procese de *rifting* care au condus la deschiderea progresivă a Oceanului *Neotethys*, începând cu cca. 275 M.a. (Domeier & Torsvik, 2014). Această deschidere a lăsat izolat spre nord lanțul de microcontinente *Cimmeria*, reprezentat de blocurile *Turcia, Iran - Alborz, Afgan, Tibet - Lhasa* și altele, care au început să înainteze treptat spre sudul Asiei, în paralel cu închiderea prin subducție a Oceanului *Paleotethys*, aflat la nord de acestea.

Ciclul geotectonic <u>Uralian</u>, început din Carboniferul Superior, s-a continuat și în baza Permianului, conducând la finalizarea coliziunii *Kazakhstaniei* cu sectorul *Balticii* din *LAURUSSIA* (Puchkov, 2009) și edificarea centurii orogene a Munților Urali, în care se află cele mai complete succesiuni de depozite permiene din lume. În acest sens, important este și Bazinul Permian (engl. *The Permian Basin*) din sud-vestul S.U.A. (Texas - New Mexico), în care depo-

zitele sedimentare groase de vârstă permiană cantonează unul dintre cele mai prolifice zăcăminte de petrol din lume.

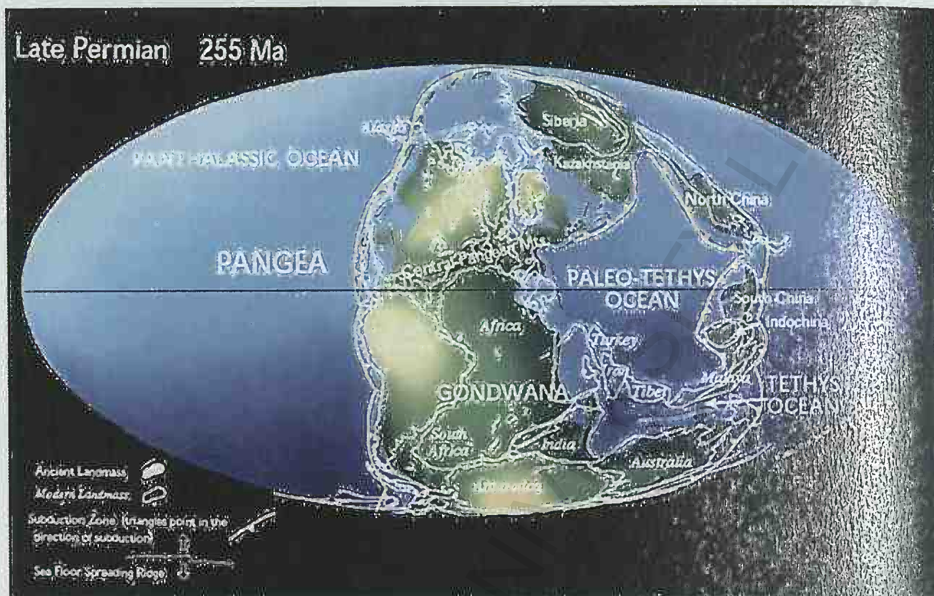


Fig.VI.39. Reconstrucție paleogeografică a **Permianului Superior**: supercontinentul unic ***PANGAEA*** se afla în extensia sa maximă, prezentându-se aproximativ ca litera "O", cu Oceanul ***PALEOTETHYS*** în partea central-estică a acesteia; în est, exista o bordură de blocuri și microcontinente, dintre care, *China de Nord* s-a atașat *Siberiei* și scutului *Tarim*, iar *China de Sud, Indochina* și *Annamia* au rămas izolate; în bordura nord-estică a ***GONDWANEI*** s-a deschis riftul Oceanului ***(NEO)TETHYS***, lăsând izolat spre nord lanțul *Cimmeriei*, reprezentat de blocurile *Turcia, Iran - Alborz, Afgan, Tibet - Lhasa etc.* (http://www.scotese.com/newpage5.htm).

Clima Permianului a cunoscut o modificare globală substanțială la aproximativ 280 M.a. (Fig.VI.24), odată cu finalizarea glaciației carbonifero-permiene, considerată cea mai lungă din cadrul Phanerozoicului. După retragerea calotelor glaciare gondwaniene spre finalul Permianului Inferior, temperaturile au crescut, înregistrând un maximum către sfârșitul perioadei, chiar dacă, local, în Antarctica (centrată pe Polul Sud), s-au mai manifestat două evenimente glaciare de mică amploare, până spre 265 M.a. În Permianul Superior, masa continentală uriașă a *PANGAEEI*, extinsă din insulele arctice ale Canadei și până în sudul Americii de Sud și Antarcticii, a început să inducă procese de continentalizare și aridizare, în special în partea central-vestică a supercontinentului. În aceste condiții de maximă ariditate, în mare parte a Europei și Americii de Nord s-a manifestat din nou faciesul sedimentar deșer-

tic, de tipul gresiilor roșii, numit *New Red Sandstones* (rom. Noile Gresii Roșii), similar cu cel devonian și reprezentat de dune de nisip deșertic, colorat în nuanțe de ocru-roșu-brun de oxizii de fier produși de alterarea supergenă. La finalul Permianului, faciesurile sedimentare au fost mai diverse ca oricând, încluzând, în afara celor deșertice și depozite de cărbuni, frecvent interstratificați cu depozite carbonatice, în America de Nord, China și Siberia de astăzi; în estul Braziliei, s-au acumulat depozite de climat arid de tip *sabkha* (= depozite evaporitice din zone costiere plate, ce bordează bazine lagunare) și lacustre.

La limita Permian - Triasic, la aproximativ 252-251 M.a., în *Siberia* a avut loc un eveniment eruptiv masiv, de tip *hotspot*, care a dus la formarea uriașului **Platou Bazaltic Siberian** (engl. *Siberian Traps*), cu o suprafață actuală de aproximativ 2 milioane de km^2, dar cu un volum de lavă original, estimat înainte de eroziune, de cca. 1-4 milioane de km^3. Durata de aproximativ un milion de ani a acestei curgeri bazaltice și cantitățile imense de gaze vulcanice (carbonice și sulfuroase) asociate subordonat cu cenușe vulcanice au afectat compoziția și transparența atmosferei și, în consecință, și temperaturile globale. Prin amploarea sa, acest episod eruptiv a contribuit în mod decisiv la extincția majoră permian - triasică.

Faunele marine permiene sunt reprezentate de foraminiferele fusulinide (*Schwagerina, Neoschwagerina*), brachiopodele productide și spiriferide, moluștele cefalopode (*Medlicottia*), iar trilobiții erau deja în declin abrupt, prezenți prin forme de talie redusă. Pe uscat, artropodele din clasa insectelor s-au dezvoltat prin grupuri foarte diversificate, de la libelulele gigantice carnivore, la coleopterele cu elitre chitinoase.

Tetrapodele erau deja foarte diversificate, reptilienii începând să domine amfibienii, printr-o radiație adaptativă remarcabilă. Grupul *Synapsida* cuprindea atât forme primitive, cu aspect reptilian - numite pelycosaurieni, cât și forme mai avansate, dezvoltate ulterior, cu aspect mamalian - numite therapside, din care au evoluat mai târziu mamiferele. În Permian, synapsidele erau cele mai mari tetrapode care dominau uscatul, cel mai cunoscut reprezentant din Permianul Inferior fiind *Dimetrodon* (Fig.VI.40.A) - un carnivor vorace și *Edaphosaurus* (Fig.VI.40.B) - un erbivor cu aspect mai apropiat de reptilienii mezozoici. În Permianul Superior, therapsidele au devenit mai importante, în detrimentul pelycosaurienilor, dominându-i pe aceștia prin caracterele lor mai evoluate.

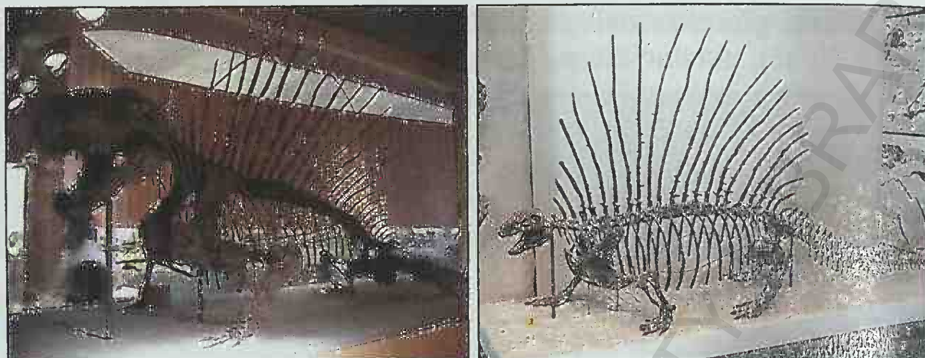


Fig.VI.40. Fosile permiene: (A) ***Dimetrodon***; (B) ***Edaphosaurus***; radiile spinale care susțin "vela" dorsală amintesc de dinosaurienii mezozoici, însă aceste fosile nu sunt predecesori direcți ai acestora, ci sunt pelycosaurieni aparținând grupului *Synapsida*, care conține și predecesori ai mamiferelor - therapsidele (American Museum of Natural History).

De asemenea prezent în Permian a fost și un alt grup de tetrapode, mai modest, Sauropsida, reprezentând adevărații predecesori ai reptilelor, din cadrul căruia, diapsidele au constituit precursorii dinosaurienilor și ai reptilelor moderne de mai târziu.

Vegetația permiană a continuat în prima parte a perioadei liniile evolutive ale celei carbonifere, fiind prezente grupurile de plante iubitoare de umezeală din regiunile mlăștinoase, de tipul lycopodialelor, equisetalelor *etc.*, care însă, au dispărut progresiv odată cu aridizarea climei. Acestea s-au păstrat ca reminiscențe ale pădurilor carbonifere doar în areale izolate din zonele ecuatoriale, iar în rest, au fost înlocuite treptat cu ferigi cu semințe (*Pteridospermatophyta*) și cu gymnosperme. Din primul grup a făcut parte deja celebra *Glossopteris* - distribuția "florei cu *Glossopteris*" pe continentele sudice actuale fiind utilizată de Alfred Wegener (1915) ca argument în teoria tectonicii globale. Din grupul gymnospermelor (origine: gr. *gymnos* = gol, dezbrăcat + *sperma* = sământă; engl. *gymnosperms* - datorită semințelor vizibile, neincluse într-un ovar) au făcut parte coniferele, cycadalele și nou apărutele ginkgoale - rămase în prezent ca relicte, sau fosile vii, prin genul unic *Ginkgo biloba*. Radiația adaptativă a numeroaselor grupe de conifere, care constituie predecesorii celor de astăzi și marea lor răspândire în Permianul Superior a generat un conținut important de oxigen atmosferic, mai ridicat ca cel prezent.

Extincția de la finalul Permianului și începutul Triasicului a fost cel mai devastator eveniment de acest tip din istoria vieții terestre,

prin care au dispărut aproximativ 75 % dintre speciile de animale și plante (Wignall, 2007) (alte surse indică o cifră > 90%). În habitatele marine au dispărut foraminiferele fusulinide, coralii tabulați și rugoși, trilobiții, precum și unele specii de brachiopode, bryozoare, ammonoidee, bivalve, gasteropode, echinoderme *etc.* Pe uscat, tetrapodele și insectele au fost profund afectate de declinul vegetației luxuriante prezente până atunci. Dintre cele 48 de familii de tetrapode au supraviețuit doar un sfert - majoritatea therapsidelor dispărând la limita Permian - Triasic.

Primele două cauze ale extincției, considerate ca fiind cele mai importante, sunt: (1) reducerea drastică a lungimii coastelor continentale prin unificarea *PANGAEEI* și, în consecință, dispariția a numeroase habitate marine costiere care adăposteau cea mai mare parte a faunelor de nevertebrate; (2) evenimentul eruptiv masiv care a avut loc în Siberia, la 252-251 M.a., care a dus la formarea Platoului Bazaltic Siberian și care a eliberat cantități imense de gaze vulcanice și cenușe care au afectat major clima globală și viața la limita Permian - Triasic. Alte cauze asociate extincției sunt: (3) modificarea chimismului apelor oceanice (creșterea salinității și a anoxiei); (4) deteriorarea climei era deja un fenomen instalat încă dinaintea limitei Permian - Triasic, detectabil în distribuția diminuată a biohermelor și altor structuri carbonatice ce constituie indicatori climatici.

VI.3.2.2. Era MEZOZOICĂ (252- 66 M.a.)

Mezozoicul (origine: gr. *mesos* = mediu + *zóé*, *zôon* = formă de viață, animal → animale fosile de vârstă medie; engl. *Mesozoic*) este a doua eră a eonului Phanerozoic și a început cu 252 M.a. în urmă, după cea mai devastatoare extincție biologică înregistrată vreodată pe Pământ; a continuat apoi cu o nouă serie de evenimente de diversificare a organismelor: au apărut numeroase grupuri de reptile, care au avut ulterior evoluții extraordinare, devenind vertebratele dominante în mediul terestru, acvatic și aerian, astfel că Mezozoicul mai este denumit și "Era Reptilelor" (engl. *Age of Reptiles*). De asemenea, au apărut păsările și mamiferele, precum și plantele cu flori (angiospermele), pentru ca la sfârșitul erei, cu 66 M.a. în urmă, o nouă extincție biotică majoră și spectaculoasă să pună capăt vieții de tip mezozoic.

Mezozoicul a fost o epocă de riftogeneză și fragmentare continentală, în cursul căreia, masa unitară a supercontinentului paleozoic *PANGAEA* s-a dezmembrat progresiv, prin deschiderea oceanelor pe care le cunoaștem în prezent. Blocurile continentale rezultate au fost antrenate de tectonica globală activă în interacțiuni divergente și, prin deplasări și coliziuni succesive derulate pe parcursul primei părți a ciclului geotectonic Alpin, s-a început configurarea geografică actuală. De asemenea, în Mezozoic au avut loc și două transgresiuni marine importante, în Jurasic și Cretacic. Toate aceste evenimente geologice cu majore repercusiuni paleogeografice și climatice au influențat în mod decisiv și lumea vie. Era mezozoică a avut o durată de aproximativ 186 M.a. și a fost divizată în trei perioade (↑), cu durate între minimum 51 M.a și maximum 79 M.a. (Fig.VI.41):

3. CRETACIC (145-66 M.a.) → durata: 79 M.a.
2. JURASIC (201-145 M.a.) → durata: 56 M.a.
1. TRIASIC (252-201 M.a.) → durata: 51 M.a.

A. TRIASICUL (252 - 201 M.a.) → durata: 51 M.a.

Triasicul (origine: lat. *trias* = triadă - de la succesiunea de trei unități litostratigrafice distincte, recunoscute în depozitele germane de această vârstă: *Buntsandstein*, *Muschelkalk* și *Keuper*, engl. *Triassic*) (von Alberti, 1834) este prima perioadă a erei Mezozoice, în cadrul căreia s-a remarcat o revenire destul de lentă după șocul extincției de la finalul Permianului. Ulterior, faunele s-au înnoit și

diversificat, dând un caracter distinct acestei etape de început al unei noi lumi, de tip mezofitic și mezofaunistic. (*Pentru subdiviziunile Triasicului, a se vedea Fig.VI.41*).

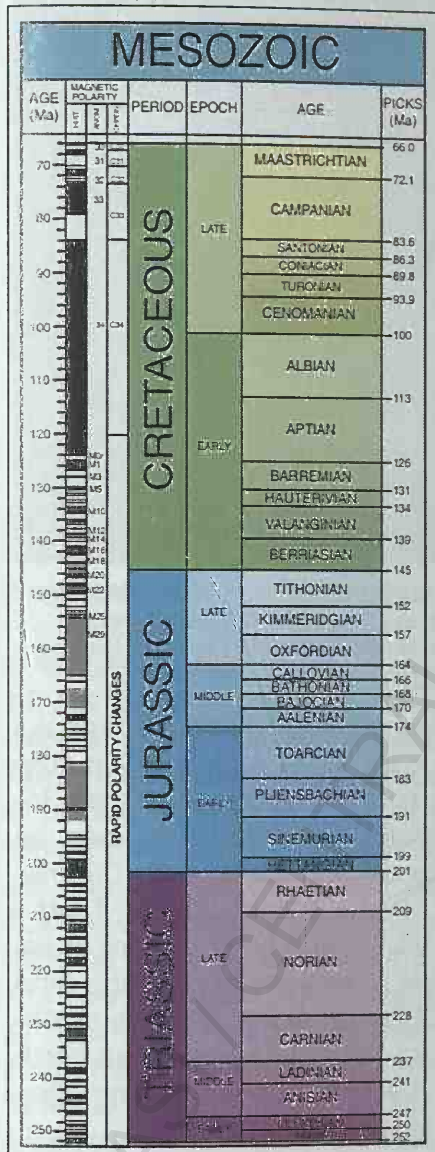


Fig.VI.41. Scara cronostratigrafică a **MEZOZOICULUI** (252-66 M.a.), cuprinzând perioadele: **TRIASIC** (252-201 M.a.), **JURASIC** (201-145 M.a.) și **CRETACIC** (145-66 M.a.) (https://www.geosociety.org/document

Reconstrucția paleogeografică a timpurilor triasice este prezentată în harta din Fig.VI.42. La limita Permian - Triasic, supercontinentul *PANGAEA* era deja asamblat, cuprinzând toate continentele și blocurile continentale de pe glob, rămânând izolate doar

câteva terenuri insulare, situate în estul și sud-estul Oceanului *Paleotethys*.

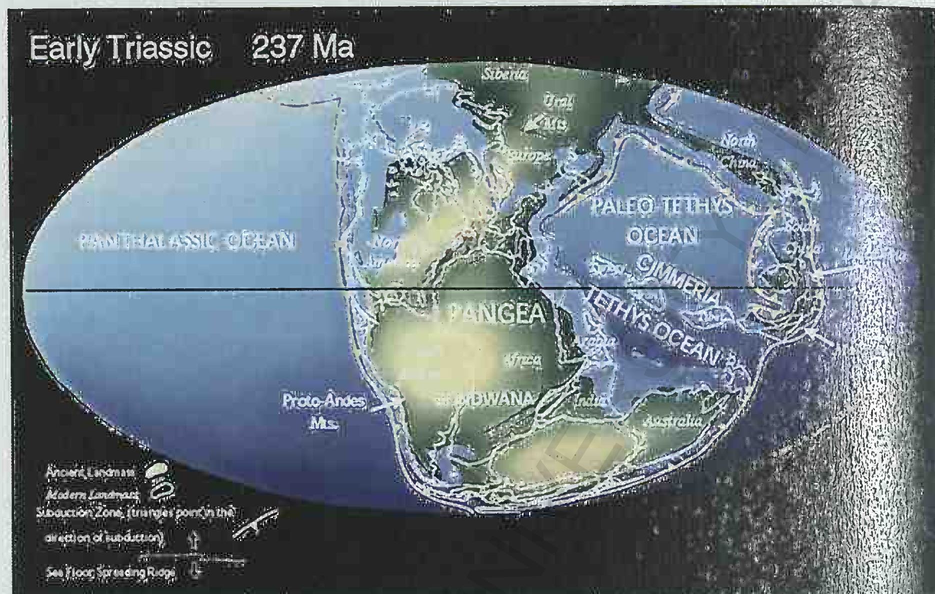


Fig.VI.42. Reconstrucție paleogeografică a **Triasicului Inferior**: supercontinentul ***PANGAEA*** se extinde de la un pol la celălalt, iar Oceanul ***TETHYS*** se lărgește în detrimentul Oceanului ***PALEOTETHYS***, situat la nord de lanțul de microcontinente *Cimmeria* (http://www.scotese.com/newpage8.htm).

Ca și în Paleozoic, oceanul *Panthalassa* avea rolul Oceanului Pacific de astăzi, ocupând aproape o emisferă a globului, în timp ce Oceanul *Paleotethys,* deși era în curs de restrângere, avea încă dimensiuni substanțiale la începutul perioadei. Marginea sa sudică, situată în vecinătatea lanțului de microcontinente *Cimmeria* (reprezentat de blocurile *Turcia, Iran - Alborz, Afgan, Tibet - Lhasa* și altele), se pare că era pasivă, în timp ce spre nord și est aveau loc procese de subducție rapide, complexe și nu foarte bine elucidate, sub marginile blocurilor *China de Nord - Amuria* și *Annamia (Indochina)*. Oceanul *Neotethys*, situat între marginea nord-estică a sectorului gondwanian al *PANGAEEI* și lanțul *Cimmeriei*, a continuat să se extindă pe tot parcursul Triasicului.

Procese incipiente de *rifting* s-au manifestat între blocul *Madagascar - India* și Africa de est (Somalia), iar în nord-estul *PANGAEEI*, în Triasicul Mediu - Superior, blocul *China de Nord - Amuria* s-a unificat cu *Annamia (Indochina)* și ulterior cu *China de Sud*, conturându-se astfel estul Asiei moderne. Pe măsura derulării Tri-

asicului, o mare parte a *PANGAEEI* de nord a fost supusă mișcărilor tectonice extensionale, care sunt răspunzătoare în vestul și centrul Europei, de formarea grabenelor cu direcția generală nord-sud. Spre finalul Triasicului, ciclul geotectonic *Alpin* s-a inițiat prin fazele tectogenetice *cimmeriene* (engl. *Cimmerian Orogeny*), care au produs în vest coliziunea blocurilor *Turcia* și *Iran - Alborz* din lanțul de microcontinente al *Cimmeriei* cu terenurile turanice din estul Mării Negre (Berra & Angiolini, 2014). Evenimentele tectonice ulterioare care au afectat estul zonei mediteraneene și parte a Orientului Mijlociu au fost extrem de complexe și sunt încă în studiu. Se consideră că mișcările tectogenetice cimmeriene s-au extins mult către est, prin Afganistan și până în sudul Chinei, conducând la închiderea Oceanului *Paleotethys* în partea sa estică. Tot în Triasicul Superior, în jumătatea nordică a *PANGAEEI* a început o reajustare a poziției blocurilor nordice ale ex-*Laurenției* față de ex-*Baltica*, probabil ghidate de sutura veche, caledoniană dintre acestea. Astfel, s-au inițiat procese de faliere cu decroșare senestră între blocul *Groenlanda* și vestul blocului *Svalbard*, în zona Mării Barents și mai spre sud, între *Groenlanda* și *Norvegia*, indicând o rotire în sens orar a ex-*Laurenției* față de ex-*Baltica*.

La limita Triasic - Jurasic, la cca. 201 M.a., în zona centrală a *PANGAEEI*, a avut loc un eveniment magmatic bazic de o amploare fără precedent, produs de un panaș mantelic de tip *hotspot*, care a generat un imens platou bazaltic, ce constituie **Provincia Magmatică Central Atlantică** (engl. *Central Atlantic Magmatic Province, CAMP*) (Marzoli *et al.*, 1999). În prezent, această provincie magmatică este reprezentată de bazalte tholeiitice extinse pe mai mult de 7 milioane de km^2 (suprafața originală, estimată înainte de eroziune: peste 10 milioane de km^2), care sunt conservate pe marginile atlantice a patru continente (actuale) (Fig.VI.43): nord-vestul Africii, sud-vestul Europei, sud-estul Americii de Nord și nord-estul Americii de Sud (Marzoli *et al.*, 2004). Acest eveniment magmatic major a fost determinat de staționarea *PANGAEEI* la limita Triasic - Jurasic deasupra uneia dintre cele două mari provincii de viteză redusă a undelor *S* din mantaua terestră, denumită *TUZO*, generatoare a multiple manifestări vulcanice bazice de tip *hotspot*. Această activitate magmatică excepțională s-a manifestat prin patru pulsuri eruptive derulate pe parcursul a aproximativ 600.000 ani și a determinat ulterior, în cursul Jurasicului, inițierea

proceselor de *rifting* urmate de fracturare transcrustală și deschidere a zonei centrale a Atlanticului, cu expansiune oceanică.

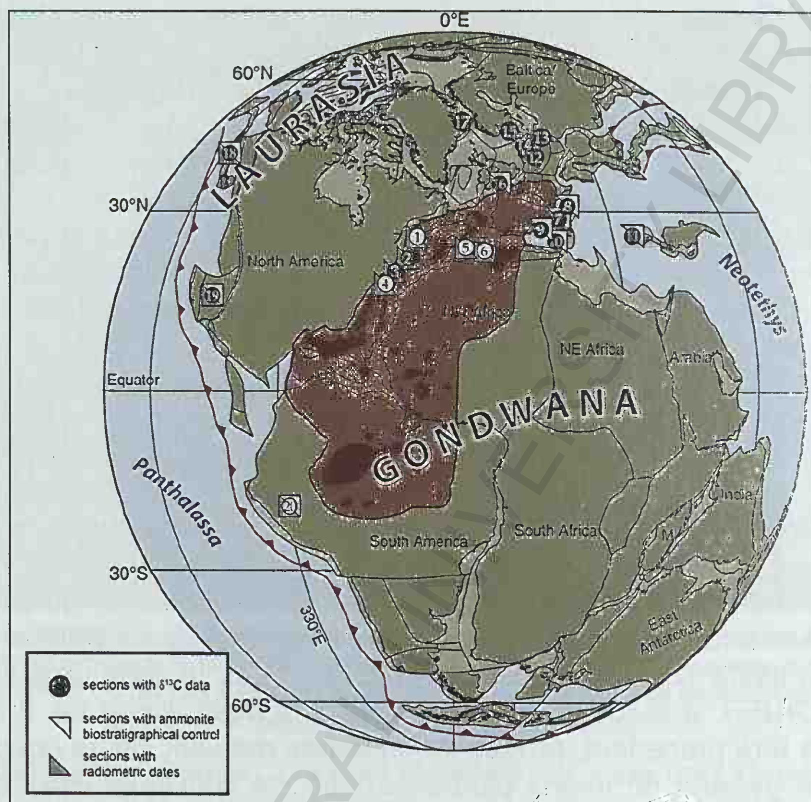


Fig.VI.43. Extensia ***Provinciei Magmatice Central Atlantice*** (engl. *Central Atlantic Magmatic Province, CAMP*) în cadrul continentelor (actuale): Africa, Europa, America de Nord și de Sud (Pálfy & Kocsis, 2014).

Clima Triasicului a cunoscut o mare variabilitate latitudinală, însă cele mai importante au fost accentele de ariditate produse de fenomenul de continentalizare. În nordul *PANGAEEI*, condițiile deșertice instalate încă din Permian, care au favorizat acumulările de tip *New Red Sandstone*, s-au continuat și în Triasic, prin depozite de tip *wadi*, dune și sedimente lacustre - lagunare. Ariditatea deosebită a determinat și formarea largă a dolomitelor și a stratelor evaporitice groase, care au acoperit platformele carbonatice din aceste zone. Ulterior, mișcările tectonice neozoice au mobilizat depozitele evaporitice, generând domurile de sare care au concentrat mari acumulări de hidrocarburi în Marea Nordului și în zonele adiacente. Depozite extinse de cărbuni s-au acumulat în Tria-

sicul Superior (Carnian), în Africa de Sud, India, Australia, Noua Zeelandă și Antarctica (Veevers, 2004), precum și în centurile umede din emisfera nordică. Nivelul oceanic foarte scăzut la începutul Triasicului a fost apoi în creștere progresivă, cu fluctuații și transgresiuni variabile, pentru ca la finalul perioadei să se manifeste procese regresive.

Efectele dramatice ale extincției majore survenite la tranziția Permian - Triasic au avut ecouri resimțite timp de aproape 30 M. a., faunele supraviețuitoare revenindu-și mai lent decât în situațiile similare anterioare. În habitatele marine, dispariția coralilor tabulați și rugoși a lăsat liberă nișa constructorilor recifali, ocupată progresiv de coralii moderni (scleractinii), care vor crește numeric începând cu Jurasicul. Extincția atâtor specii de nevertebrate bentonice se pare că a creat, în definitiv, mai mult spațiu pentru expansiunea geografică a grupurilor supraviețuitoare, favorizând radiația adaptativă a acestora. Astfel, benthosul era dominat de moluștele bivalve și gasteropode, iar cephalopodele ammonoidee și belemniții s-au dezvoltat alături de foraminiferele miliolide, echinoderme și nannoplanctonul calcaros. Grupuri în regres au fost bryozoarele, brachiopodele și nautiloideele, iar conodontele, foarte diversificate în prima parte a Triasicului, au dispărut definitiv la finalul perioadei. Dintre vertebratele marine, peștii cartilaginoși (rechinii) și în special cei osoși s-au diversificat, iar reptilele marine au populat pentru prima dată apele platformelor continentale: nothosaurienii (*Nothosaurus*) - dezvoltați în Triasic și dispăruți la finalul acestuia, placodonții, ichyosaurienii (*Ichtyosaurus*) (Fig.VI.44).

Pe uscat, majoritatea therapsidelor dispăruseră în cadrul extincției Permo - Triasice, supraviețuind doar câteva genuri, care au fost răspândite în Triasic și apoi au dispărut la finalul perioadei: *Lystrosaurus, Cynognathus, Proterosuchus*. Au apărut și s-au diversificat grupuri noi de reptile: dinosaurienii - reprezentați de forme de dimensiuni reduse, în general prădători: *Coelophysis* (3m; 15kg) (Fig.VI.45.A), *Eoraptor* (1m; 10kg), *Staurikosaurus* (2,2m; 30kg) și apoi de forme de dimensiuni mai mari, erbivore: *Plateosaurus* (5-10m; 600kg - 4t) (Fig.VI.45.B). De asemenea, s-au dezvoltat crocodilienii, chelonienii (= țestoasele: *Odontochelys, Proganochelys*), pterosaurienii (= reptile zburătoare: *Eudimorphodon*). În faunele continentale mai erau prezenți amfibieni de tipul anurelor (= batracieni: *Triadobatrachus*), crustacei, insecte.

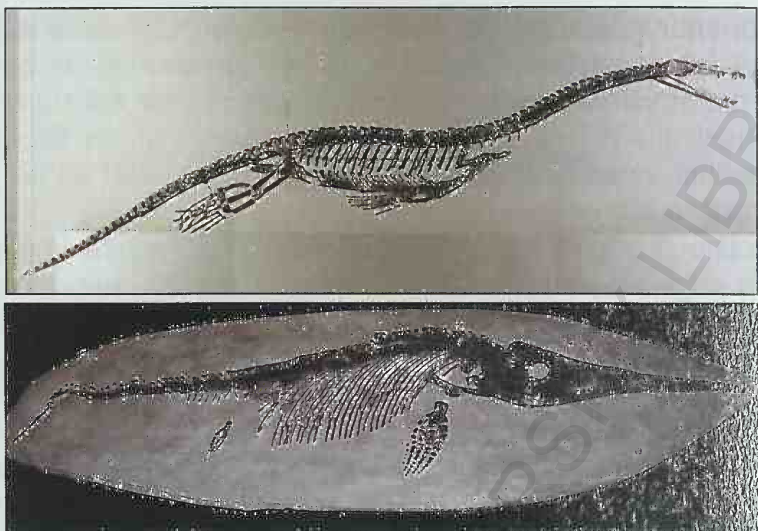


Fig.VI.44. Fosile triasice de reptilieni acvatici: (A) *Nothosaurus marchicus* (Muzeul de Istorie Naturală Berlin); (B) *Ichtyosaurus sp.* (http://www.museum.wa.gov.au/marine-reptiles/photo-galleries/ichthyosaur-marine-reptile).

Un fapt obscur în epocă, dar extrem de important a fost apariția primelor mamifere, care au evoluat din therapside și care sunt cunoscute din Triasicul Superior, reprezentate de genul *Megazostrodon* - un animal cu dimensiunile și probabil și modul de viață al unui șobolan.

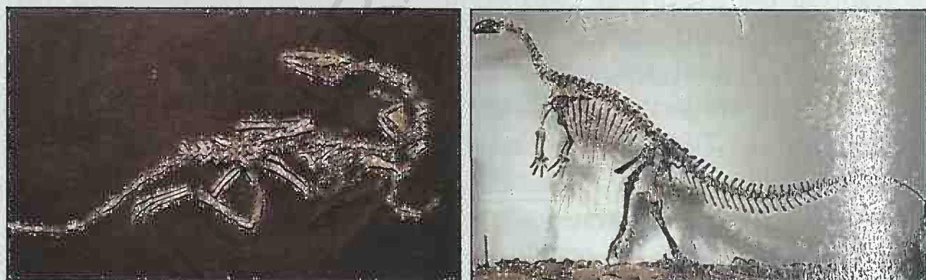


Fig.VI.45. Fosile triasice de dinosaurieni: (A) *Coelophysis*; (B) *Plateosaurus* (http://www.uni-tuebingen.de/en/98093).

În climatul arid al Triasicului, ferigile cu semințe, de tipul florei cu *Glossopteris*, au persistat un timp, după care au intrat în declin, devenind extincte. În schimb, au câștigat teren gymnospermele, în special prin grupul coniferelor, care au început să domine pădurile zonelor temperate și de la latitudini mari.

Extincția de la limita Triasic - Jurasic, de proporții substanțiale, este considerată a treia ca severitate, după cea de la limita Permian - Triasic și cea de la finalul Cretacicului. Cele mai afectate au fost comunitățile recifale ale coralilor scleractinieni, bivalvele, amonoideele, conodontele, brachiopodele și tetrapodele - mai puțin dinosurienii. Cauza cea mai probabilă a acestei extincții este considerată a fi evenimentul eruptiv major care a generat Provincia Magmatică Central Atlantică.

B. JURASICUL (201-145 M.a.) → durata: 56 M.a.

Jurasicul (origine: fr. *Jura* → fr. *terrains jurassiques* = terenuri jurasice; engl. *Jurassic*) - denumit de către omul de știință francez **Alexandre Brongniart** (1770-1847), în 1829, de la Munții Jura din estul Franței / vestul Elveției - este cea de-a doua perioadă a erei Mezozoice, în care s-au produs fracturări intense ale supercontinentului *PANGAEA*, prin deschiderea părții centrale a Oceanului Atlantic și apoi a bazinelor Mozambic și Somalia, care au divizat ex-*GONDWANA* în două blocuri distincte. Jurasicul este cunoscut pentru dezvoltarea celor mai mari reptilieni tereștri (dinosaurienii) și acvatici, precum și pentru apariția primelor păsări și a mamiferelor placentare. (*Pentru subdiviziunile Jurasicului, a se vedea Fig. VI.41*). Reconstrucția paleogeografică a timpurilor jurasice poate fi urmărită în hărțile din Fig.VI.46-47.

PANGAEA începuse deja să se fisureze de la finalul Triasicului, în zona sa mediană, foarte probabil din cauza activității vulcanice și a constituirii provinciei magmatice central atlantice, *CAMP*. Astfel, la începutul Jurasicului, la cca. 195 M.a., riftul deschis în zona centrală a Atlanticului diviza *PANGAEA* din nou în două supercontinente: spre nord, *LAURASIA* (Asia fiind deja formată în mare parte) și spre sud, *GONDWANA* (similară *grosso modo* cu *GONDWANA* paleozoică, având, însă, o serie de blocuri deja desprinse). Mai exact, deschiderea central atlantică s-a realizat între sudul Americii de Nord și nord-vestul Africii + nordul Americii de Sud, încă unite în cadrul blocului gondwanian; procesul de deschidere a fost inițial mai lent, cu rate de expansiune oceanică mici, apoi *riftingul* s-a continuat lateral, spre nord-est, în direcția sudului european de astăzi și respectiv spre sud-vest, spre Golful Mexic și zona Caraibelor (Labails *et al.*, 2010).

Oceanul *Paleotethys* începuse deja să se închidă din Triasicul Mediu, contribuind, prin coliziunea oblică și acreția blocurilor cim-

meriene, la constituirea părții central-sudice a Asiei și mărirea în această direcție a *LAURUSSIEI*, devenită astfel *LAURASIA*.

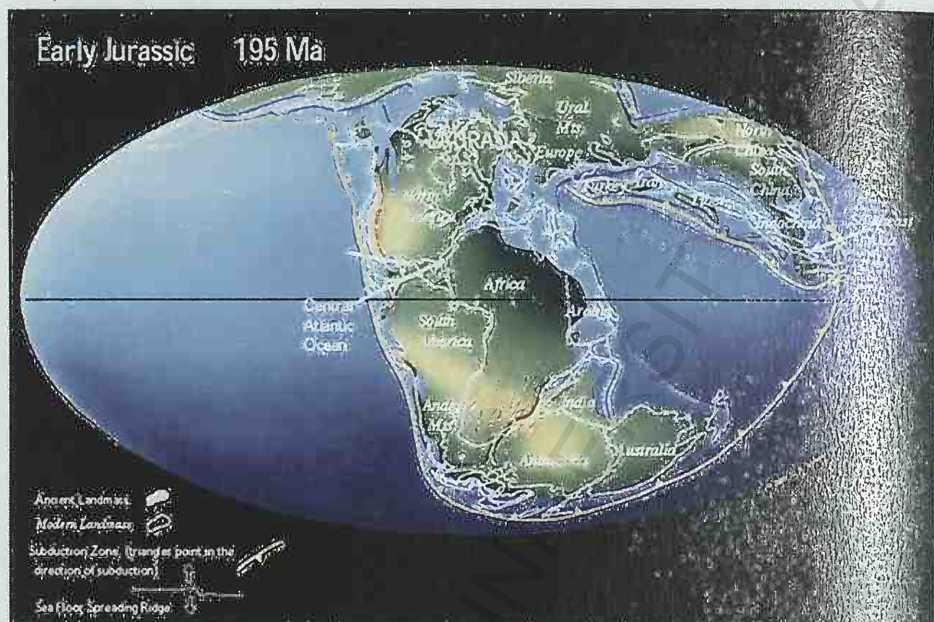


Fig.VI. 46. Reconstrucție paleogeografică a **Jurasicului Inferior**: partea central-sudică a Asiei era pe cale de definitivare; Oceanul ***TETHYS*** separa larg partea sudică a ***PANGAEEI*** de blocurile nordice; în zona mediană a acesteia se prefigurează deschiderea viitoare a Atlanticului (http://www.scotese.com/jurassic.htm).

În Jurasicul Inferior, reminiscențe ale bazinului paleotethysian încă erau în curs de închidere, iar ulterior, în Jurasicul Mediu - Superior și chiar în Cretacic, acest fenomen complex și neelucidat în întregime - circumscris tectogenezelor neocimmeriene (engl. *Neocimmerian Orogeny*) - se pare că a implicat și procese de deschidere și închidere a unor bazine de tip *back-arc* (Vardar, Marea Nea-gră, sudul bazinului caspic, bazinul central iranian, bazinul Amu Darya). Oceanul *Neotethys* a înaintat spre vest, iar conexiunea sa cu bazinul Atlanticului Central prin intermediul segmentului oceanic *Piemont - Liguria* și ulterior a segmentului *Valais* (asociate cinematic cu deschiderea atlantică), definește în paleogeografia jurasică un "*Tethys Alpin*" (vestic) și un "*Tethys estic*", aparținând de Neotethys (Schmid *et al*., 2002; 2008) (*vezi mai jos Fig.VI.54*).

În *GONDWANA*, ca urmare a evenimentului eruptiv bazaltic major de la cca. 183 M.a., care a generat **Provincia Magmatică Karoo** (engl. *Karoo Magmatic Province, KMP*) din sudul Africii, s-a

inițiat la cca. 170 M.a. (Bajocian) deschiderea bazinelor Somalez și Mozambic, continuată apoi cu procese de *rifting*, care au condus la fracturarea și divizarea supercontinentului sudic *GONDWANA* în două sectoare: *GONDWANA de VEST* (*America de Sud, Africa* și *Arabia*) și *GONDWANA de EST* (*Estul Antarcticii, Madagascar, India* și *Australia*) (Găină *et al*., 2013b). Aceste două secțiuni supercontinentale distincte se vor fractura ulterior, pe parcursul Mezozoicului, cu formarea blocurilor continentale cunoscute astăzi. Trebuie subliniat faptul că deplasările succesive ale acestor blocuri s-au realizat, în principiu, prin procese de *rifting* și apoi expansiune a fundului oceanic, cu îndepărtarea acestora de blocul african stabil, care a avut o poziție aproximativ fixă, în ultimele cca. 200 M.a. (Steinberger *et al*., 2004).

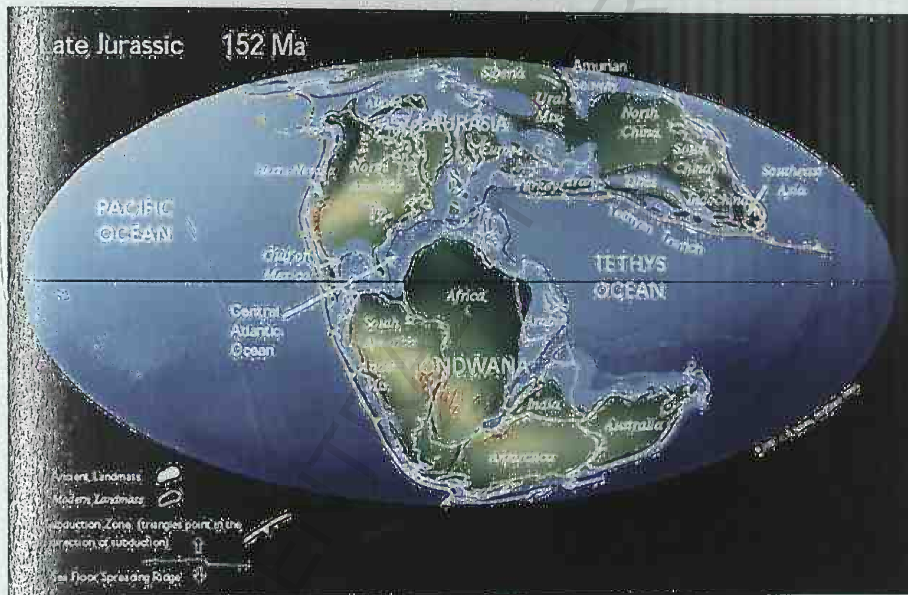


Fig.VI.47. Reconstrucție paleogeografică a **Jurasicului Superior**: zona Atlanticului Central este deja bine conturată, separând estul Americii de Nord de nord-vestul Africii; Oceanul ***TETHYS*** a înaintat și mai mult spre vest, iar bazinele Somalez și Mozambic au separat ***GONDWANA*** în două secțiuni distincte (http://www.scotese.com/late1.htm).

Clima Jurasicului a înregistrat fluctuații substanțiale, însă a fost în general caldă, cu temperaturi în creștere și fără calote glaciare instalate la poli. Fracturarea *PANGAEEI* și formarea noilor blocuri continentale a condus la apariția unor noi linii de țărm, iar creșterea lungimii acestora a indus o influență oceanică mai accen-

tuată, cu scăderea aridității. Nivelul oceanic a crescut în mod continuu încă de la finalul Triasicului (Raețian), astfel încât, în cursul repetatelor evenimente transgresive jurasice, apele au invadat întinse zone de uscat, în special în *LAURASIA*. Cea mai mare parte a Europei a fost inundată de apele oceanice, devenind un arhipelag cu o multitudine de insule de diferite dimensiuni, situate în zone de *shelf*, caracterizate de o sedimentare fin-granulară. Un eveniment oceanic anoxic petrecut la aproximativ 183 M.a. (Toarcian = finalul Jurasicului Inferior), produs, se pare, de o încălzire bruscă indusă de un influx rapid de CO_2 vulcanogenic, a generat acumularea argilelor organice negre care au constituit ulterior roci generatoare de petrol: în Bazinul Parisului (Franța) dar și de exemplu, în Bazinul Neuquén (Argentina).

Fauna jurasică a fost dominată efectiv de reptilienii care au ajuns la apogeu în această etapă, cucerind uscatul, apele și aerul: crocodilienii, chelonienii (țestoasele), dinosaurienii și pterosaurienii (reptilele zburătoare) s-au dezvoltat alături de saurienii acvatici.

> **Dinosaurienii** (origine: gr. *deinos* = îngrozitor, teribil + *sauros* = reptilă → reptile îngrozitoare; engl. *dinosaurs*) (Regnul *Animalia*; Filum *Chordata*; Clasa *Sauropsida*; Infraclasa *Arcosauromorpha*; Supraordinul ***Dinosauria***) constituie cel mai mare grup de reptilieni tereștri mezozoici, reprezentați de forme erbivore și carnivore. Una dintre primele clasificări paleontologice a dinosaurienilor (Seeley, 1888) îi grupează în două categorii, în funcție de tipul oaselor din cadrul centurii pelviene (pelvis, ischion, illion):
> (a) <u>sauropodele</u>: ***Saurischia*** (origine: gr. *sauros* = reptilă + *ischion, ischia* = os al șoldului → șold de reptilă; engl. *saurischians*) - ordin ce conține grupurile *Sauropodomorpha* și *Theropoda* - din acesta din urmă au evoluat păsările;
> (b) <u>ornitopodele</u>: ***Ornithischia*** (origine: gr. *ornithos* = pasăre + *ischion, ischia* = os al șoldului → șold de pasăre; engl. *ornithischians*).
> Dinosaurienii au fost extrem de diverși, de la cei cu stațiune patrupedă și activitate lentă, cauzată de corpul masiv de 20-30m lungime și zeci de tone - în general erbivori, până la cei cu stațiune bipedă, dimensiuni medii sau mici (cât un porumbel) și agilitate deosebită - unii dintre aceștia, carnivori.

Între dinosaurienii erbivori se înscriu cele mai mari ființe care au trăit vreodată pe Pământ - cu corp masiv, susținut de patru membre columnare, gât extrem de lung, care susținea un cap disproporționat de mic față de dimensiunile corpului și o coadă groasă și foarte lungă (cu zeci de vertebre), contrabalansând lungimea gâtului: *Diplodocus* (25m; 10-16t), *Camarasaurus* (15-23m; 47t), *Barosaurus* (26-30m; 20-28t), *Brachiosaurus* (26m; 31t), *Apatosaurus* (21-22m; 16-22t) (Fig.VI.48), *Supersaurus* (33-42m; 35-40t) *etc.* Un grup special de dinosaurieni ornitopozi erbivori au fost stegosaurii, cu corp de dimensiuni ceva mai reduse (4-9m; 5-7t) și cu

armuri formate din plăci dorsale și spini caudali: *Stegosaurus* (Fig. VI.48.E), *Hesperosaurus*.

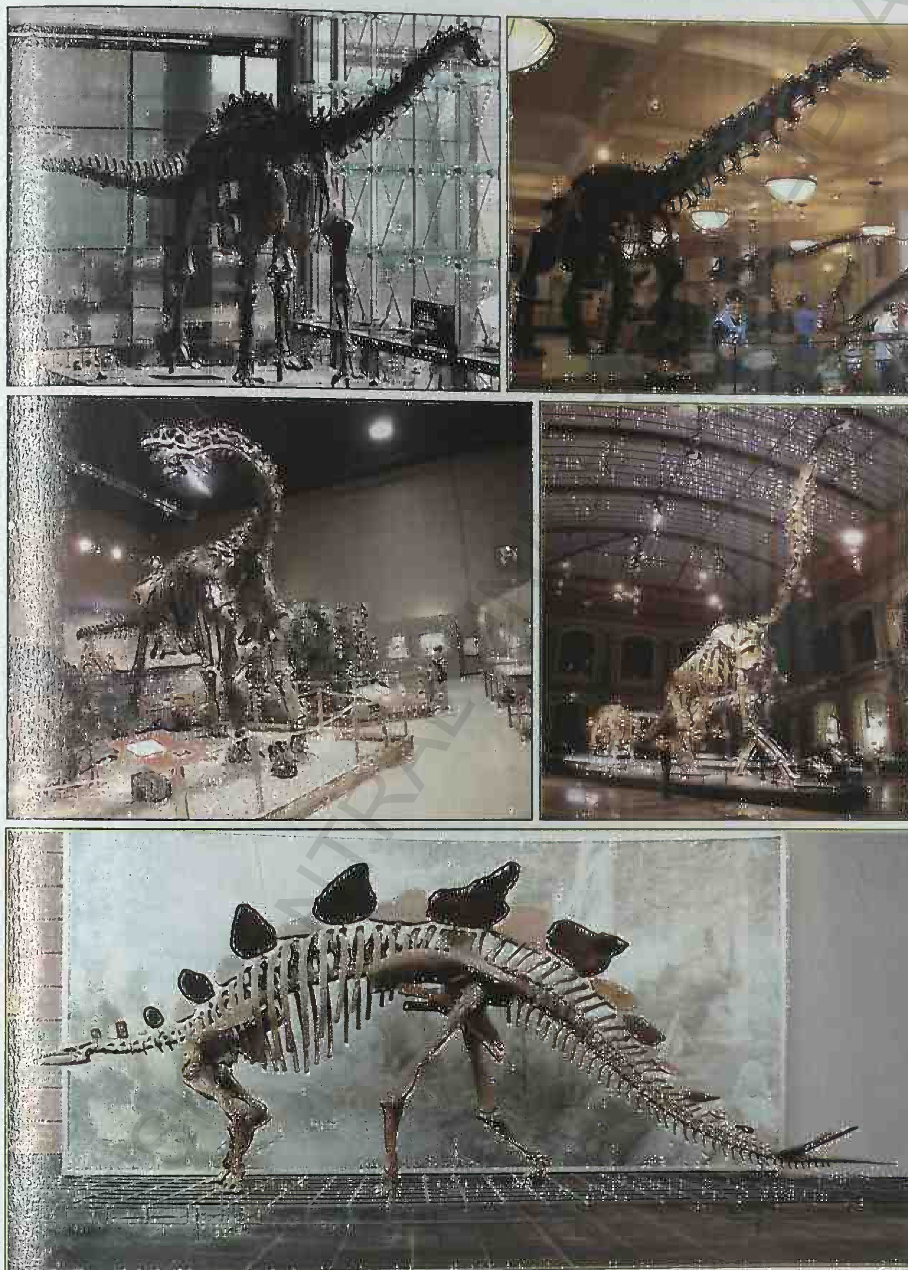


Fig.VI.48. Fosile de dinosaurieni jurasici erbivori: (A) ***Diplodocus***; (B) ***Apatosaurus***; (C) ***Camarasaurus***; (D) ***Brachiosaurus***; (E) ***Stegosaurus*** (www.google.com).

Dinosaurienii carnivori aveau în general dimensiuni mai reduse decât cei erbivori, erau voraci, de o mare agilitate și cu stațiune bipedă; membrele posterioare erau foarte bine adaptate pentru alergare și luptă, iar cele anterioare, mai scurte, aveau gheare puternice: *Megalosaurus, Ceratosaurus, Allosaurus* (Fig.VI.49). De remarcat este modificarea drastică a proporției cutiei craniene față de dimensiunile corpului, ceea ce a conferit acestui grup de reptilieni o serie de avantaje majore, situându-i în vârful piramidei trofice mezozoice.

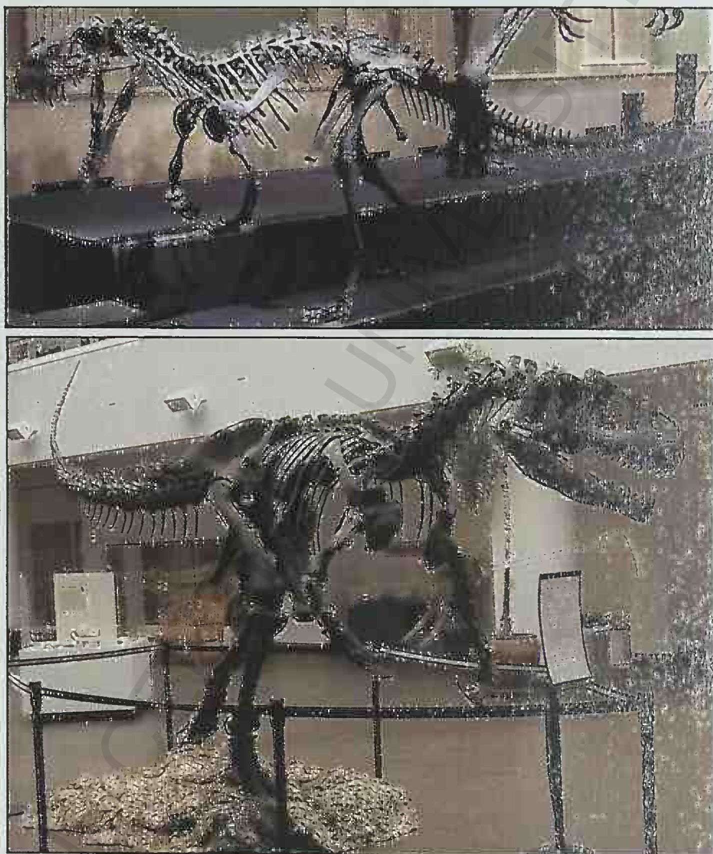


Fig.VI.49. Fosile de dinosaurieni jurasici carnivori: (**A**) *Ceratosaurus*; (**B**) *Allosaurus* (https://www.fossilera.com/pages/about-allosaurus).

Pterosaurienii (origine: gr. *pteros* = aripă + *sauros* = reptilă), adică, reptilienii zburători, aveau un zbor destul de activ, batant (presupus inițial a fi fost unul pasiv, planat), realizat cu ajutorul unei membrane susținute de al patrulea deget al membrelor ante-

rioare și care se prelungea de-a lungul corpului (similară cu cea a liliecilor actuali): *Dimorphodon* (anvergura aripilor: 1,5m), *Pterodactylus* (anvergura aripilor: 1m), *Rhamphorhynchus* (anvergura aripilor: 1,8m) (Fig.VI.50).



Fig.VI.50. Fosile de pterosaurieni jurasici : (**A**) *Pterodactylus* ; (**B**) *Rhamphorhynchus* (http://planetdi.startlogic.com/flying_reptiles/rhamphorhynchus_muensteri.htm).

Spre finalul Jurasicului, un eveniment evolutiv major a fost apariția păsărilor / avieni (origine: lat. *aves* = păsări) (Regnul *Animalia*; Filum *Chordata*; Clasa ***Aves***). Acestea, însă, se pare că nu au descins din grupul pterozaurilor (reptilienii zburători), ci mai probabil dintr-un grup de theropode de mici dimensiuni, iar aripile acestora au constituit o dezvoltare evolutivă separată a membrelor lor anterioare în întregime (Benton, 2005). Primele fosile ale celor mai vechi păsări au fost descoperite la **Solnhofen (Bavaria, Germania)**, la finalul secolului XIX, în depozite de calcare fine litografice și aparțin genului *Archaeopteryx* (Fig.VI.51.A). Acesta deține caractere comune avienilor și reptilelor, fiind considerat un nod evolutiv între aceste două grupuri, demonstrând astfel originea reptiliană a păsărilor.

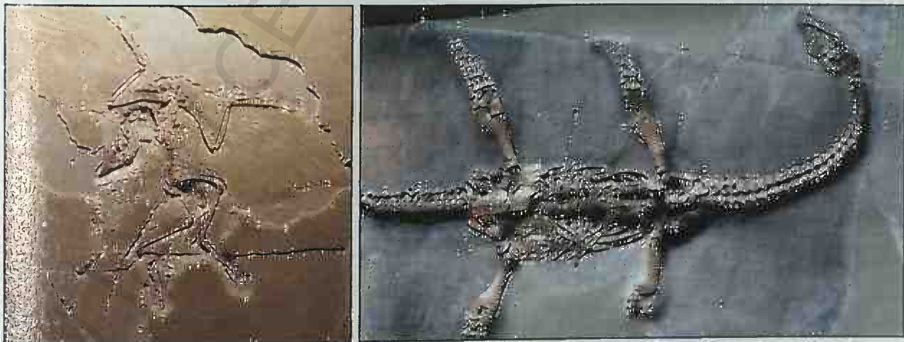


Fig.VI.51. Fosile jurasice: (**A**) *Archaeopteryx sp.* (https://www.nature.com/news/); (**B**) *Plesiosaurus* (https://jurassicoast.wordpress.com/2013/02/24/plesiosaurus-fossil/).

Saurienii erau foarte bine reprezentați și în fauna marină jurasică prin ichthyosaurienii care au ajuns la apogeu, plesiosaurii: *Plesiosaurus* (3,5m) (Fig.VI.51.B), *Muraenosaurus* (5-6m), pliosaurii: *Liopleurodon* (6-10 m) și crocodilienii marini, alături de care au proliferat pești și o faună foarte variată de nevertebrate.

Dintre acestea, foarte importante au fost moluștele bivalve, gasteropode și cephalopode (amoniții și belemniții), brachiopodele, foraminiferele, radiolarii, spongierii, echinodermele, ostracodele. Structurile recifale au avut extinderi foarte mari în zona tethysiană, alături de corali contribuind și algele chlorophycee - dasycladacee; în Jurasicul inferior au apărut diatomeele (engl. *diatoms*) - microalge cu perete extern (frustulă) silicios, care constituie parte din fitoplancton până în zilele noastre.

În sudul Marii Britanii, "**Coasta Jurasică**" (engl. *Jurassic Coast*) situată în zona Devon - Dorset (sit UNESCO, 2001), prezintă o bogată faună fosilă de nevertebrate, pești, amfibieni, reptile și câteva mamifere, conservate în depozite de gresii, cuarțite și calcare. În America de Nord, **Formațiunea Morrison** (Wyoming - Colorado, S.U.A.) este, de asemenea, extrem de bogată în fosile jurasice, în special din categoria dinosaurienilor.

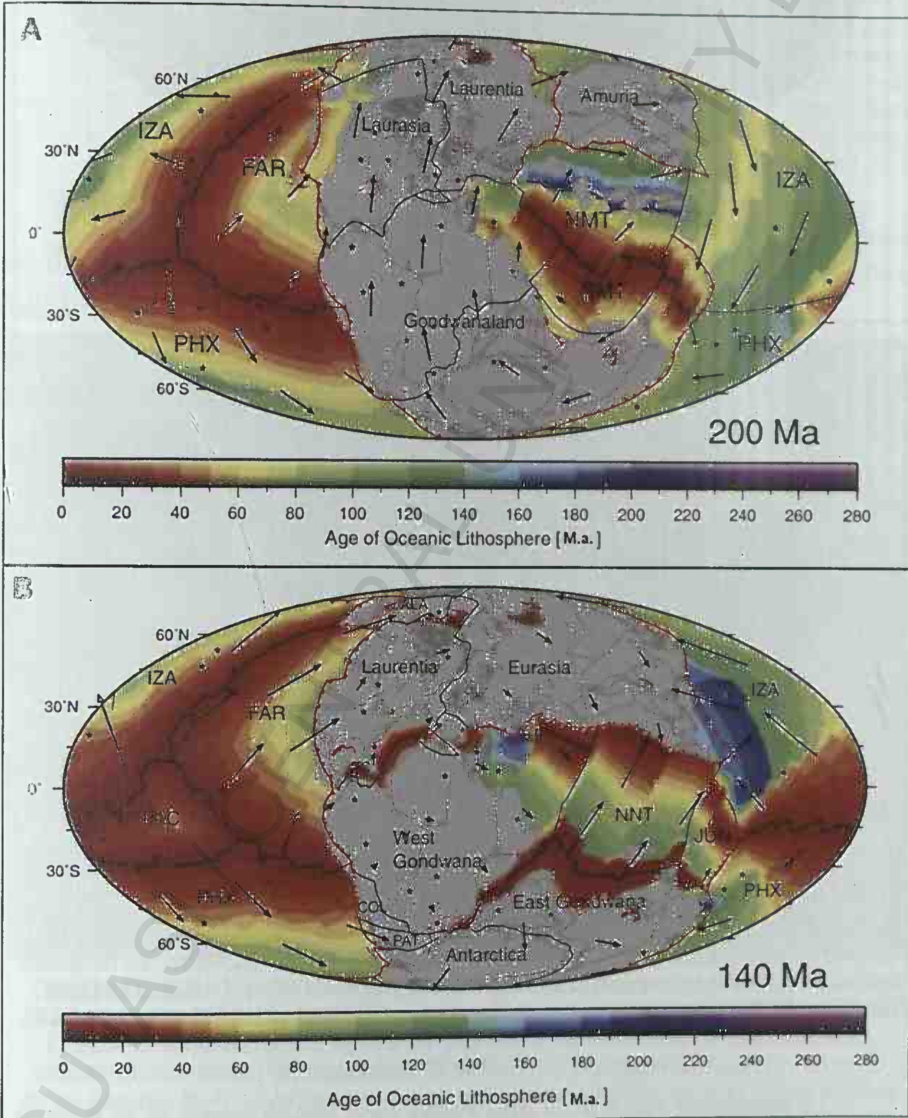
Flora jurasică a fost dominată de gymnosperme, între care, coniferele erau larg răspândite, dar erau bine reprezentate și ginkgophytele și cycadophytele.

C. CRETACICUL (145-66 M.a.) → durata: 79 M.a.

Cretacicul (origine: lat. *creta* → fr. *terrains crétacés* = terenuri cretacice; engl. *Cretaceous*) - denumire dată în 1822, de către geologul belgian **Jean Baptiste Julien d`Omalius d`Halloy** (1783-1875) după formațiunile de calcare cretoase fine care aflorează în Franța, Belgia, Marea Britanie) (d`Halloy, 1822). Cretacicul este a treia și ultima perioadă a erei mezozoice, având cea mai mare extensie temporală dintre toate perioadele Phanerozoicului, de aproape 80 M.a. Perioada cretacică este cunoscută pentru fracturarea zonei gondwaniene a *PANGAEEI*, cu deschiderea Atlanticului de Sud; a avut cea mai caldă climă și cel mai înalt nivel eustatic phanerozoic, care a generat transgresiuni majore, cu acumularea depozitelor carbonatice și în special a calcarelor cretoase (de unde și denumirea) și, de asemenea, a înregistrat un apogeu al reptilienilor, dispăruți apoi la finalul perioadei, împreună cu alte grupuri de viețuitoare mezozoice, în cadrul unei spectaculoase extincții

majore. (*Pentru subdiviziunile Cretacicului, a se vedea Fig.VI.41*). Reconstrucția paleogeografică oceanică poate fi urmărită în Fig. VI.52, iar cea continentală, în Fig.VI.53.

În domeniul oceanic, o reconstrucție paleogeografică (în mare parte ipotetică) a Oceanului ***Panthalassa*** (proto-Pacific) (Seton *et al.*, 2012; Torsvik & Cocks, 2017) indică o configurație tectonică la cca. 200 M.a. (Jurasic Inferior), constituită din trei plăci tectonice concurente într-un punct de triplă joncțiune: ***IZANAGI, FARALLON*** și ***PHOENIX*** (Fig.VI.52.A).



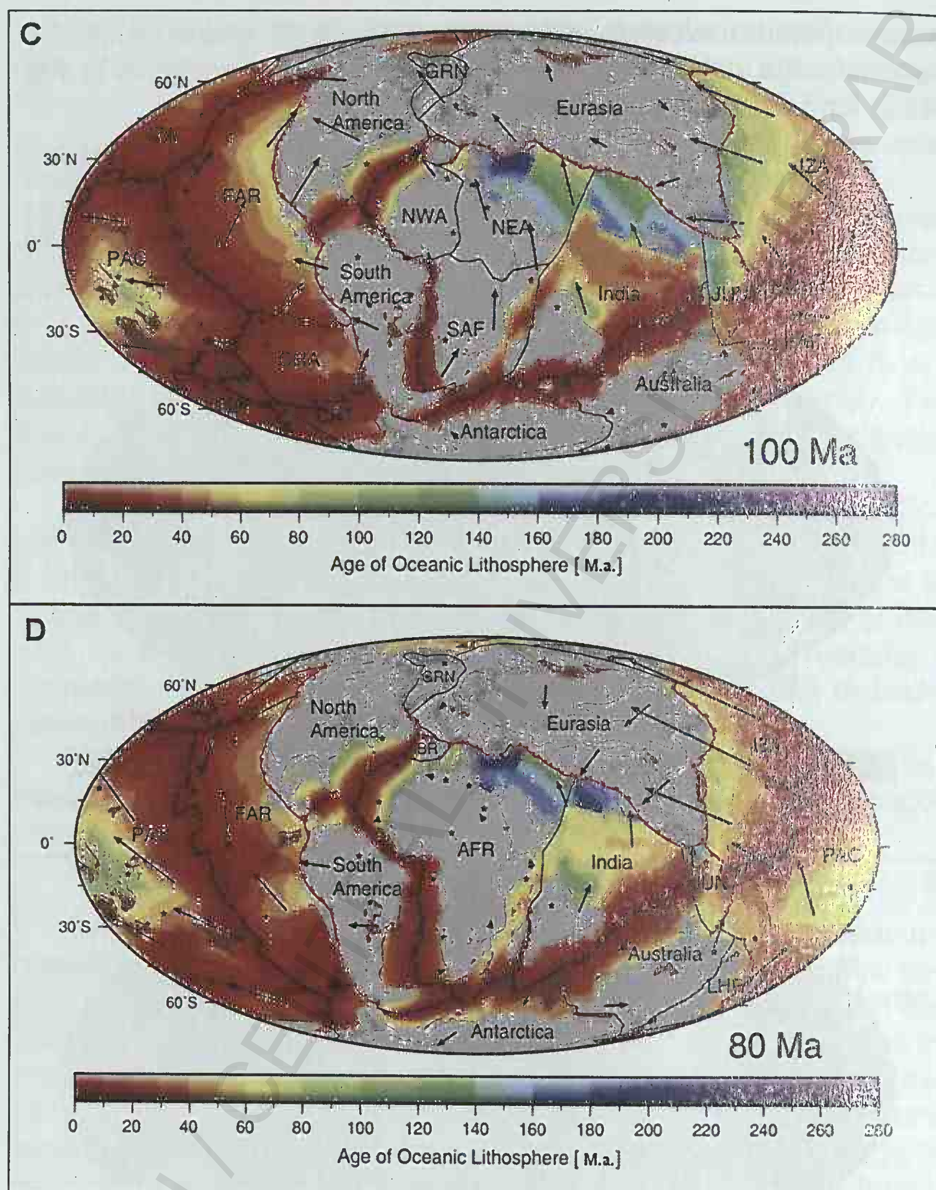


Fig.VI.52. Reconstrucție paleogeografică a intervalului jurasico - cretacic 200-80 M.a., indicând în mod special și evoluția tectonică a Oceanului *PANTHALASSA*, cu formarea succesivă a plăcilor tectonice oceanice (ipotetice): ***IZANAGI*** **(IZA)**, ***FARALLON*** **(FAR)**, ***PHOENIX*** **(PHX)** - fracturată în patru plăci mai mici: ***CHASCA*** **(CHA)**, ***CATEQUIL*** **CAT)**, ***HIKURANGI*** **(HIK)** și ***MANIHIKI*** **(MAN)** și a plăcii (actuale) ***PACIFICE*** **(PAC)** (Seton *et al.*, 2012; Torsvik & Cocks, 2017).

La aproximativ 190 M.a., în zona acestui punct triplu a început să se formeze placa *PACIFICĂ*, astfel încât, în etapa de început a Cretacicului (140 M.a.), era

deja stabilită o tectonică mai complexă a zonei proto-pacifice, incluzând cel puțin trei puncte triple și multiple aliniamente de rifturi cu expansiune oceanică (Fig.VI.52.B). La aproximativ 123 M.a., s-a produs o reorganizare tectonică regională, prin inițierea unui eveniment eruptiv major care a generat un platou bazaltic submarin în zona Ontong - Java de astăzi (în nordul Insulelor Solomon, în sud-vestul Oceanului Pacific), asociat inițial cu platourile bazaltice adiacente Manihiki și Hikurangi. Această activitate eruptivă masivă a condus la deschiderea altor rifturi în zona plăcii *PHOENIX*, care s-a fracturat, generând alte patru plăci de dimensiuni mai mici: ***MANIHIKI***, ***HIKURANGI***, ***CHASCA*** și ***CATEQUIL*** (Fig.VI.52.C). Spre finalul Cretacicului, la cca. 80 M.a., plăcile *PACIFICĂ* și *FARALLON* au avansat suficient de mult spre est, pentru ca cele patru plăci mai mici să se fi consumat deja prin subducție sub blocul continental gondwanian (Fig.VI.52.D). Din acel moment, placa oceanică *PACIFICĂ* a devenit dominantă, dând numele Oceanului Pacific, iar în estul său a rămas placa *FARALLON*, aflată în deplasare cu subducție sub cele două Americi; în nordul acesteia din urmă s-a format prin fracturare o nouă placă, de dimensiuni mici: *KULA*.

În domeniul continental, *PANGAEA* și-a continuat fracturarea și deplasarea blocurilor continentale rezultate, prin expansiunea fundului oceanic în special în partea sa sudică, gondwaniană.

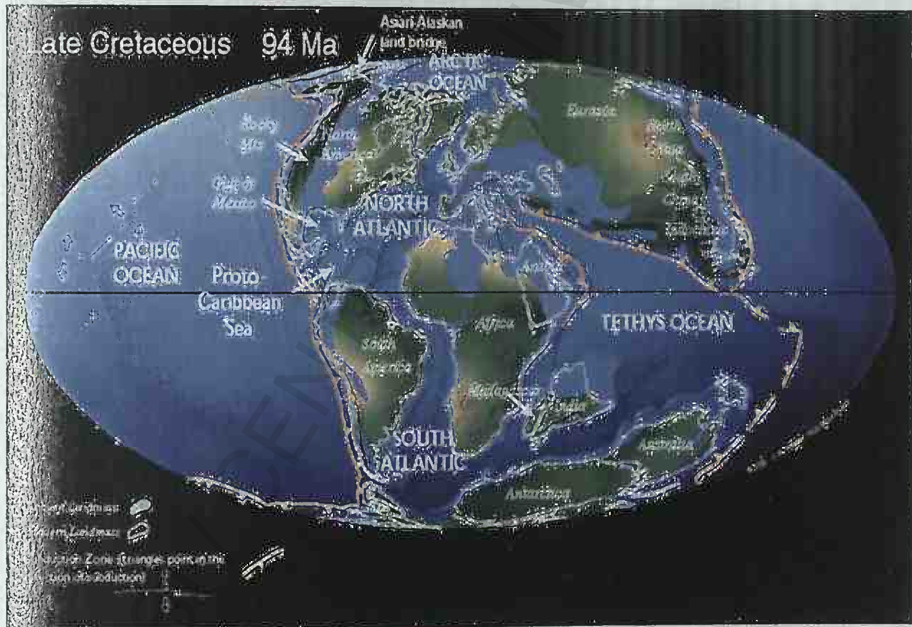


Fig.VI.53 Reconstrucție paleogeografică a domeniului continental din Cretacicul Superior: ***PANGAEA*** s-a fragmentat în cursul perioadei cretacice, prin deschiderea Oceanului **ATLANTIC de SUD** și prin lărgirea bazinului somalez, cu îndepărtarea blocului comun ***India - Madagascar*** de cel african și a blocului ***Antarctica - Australia*** de acestea; în America de Nord s-au deschis bazine marine ce o traversau în zona vestică, pe direcția nord-sud, la interiorul Munților Stâncoși și de asemenea, spre est, lăsând doar "insule" de uscat (http://www.scotese.com/cretaceo.htm).

S-a continuat astfel deschiderea Oceanului Atlantic în segmentul său sudic, la aproximativ 130 M.a., prin separarea *Americii de Sud* de *Africa* și deplasarea sa spre vest față de aceasta din urmă. În estul african, s-a continuat lărgirea bazinului vest-somalez, între Africa de est și blocul comun *Madagascar - India* până la cca. 120 M.a., cu fracturarea și apoi desprinderea acestuia. În estul său, acest bloc s-a separat de blocul comun *Australia - Antarctica*, proces inițiat încă din Jurasicul Superior și finalizat spre mijlocul Cretacicului. Finalmente, *Australia* s-a separat de *Antarctica* la cca. 85 M.a., iar *India* de *Madagascar* la cca. 83 M.a.

În zona nord-estică a *PANGAEEI*, acreția blocurilor asiatice precum *China de Nord* și *de Sud* la limita Jurasic / Cretacic, a făcut ca *LAURASIA* să atingă extensia sa maximă în timpurile cretacice. În zona sa centrală (adică, zona Atlanticului de Nord - care se va deschide ulterior, în Paleocen) au avut loc mai întâi fracturări de-a lungul aliniamentelor Labrador - Baffin Bay / Groenlanda și respectiv, Groenlanda / Norvegia, care au fost apoi invadate de transgresiunile cretacice, formând brațe de mare puțin adâncă. Separarea zonei Newfoundland (America de Nord) de *Iberia* (Europa) s-a realizat începând cu cca. 125 M.a. (Apțian).

La limita Albian - Cenomanian, ciclul geotectonic Alpin s-a continuat prin faza tectogenetică austrică (engl. *Austrian Orogeny*), care a înregistrat intensități remarcabile în centura mobilă alpino-carpatică.

În domeniul tethysian, interacțiunile tectonice exercitate *grosso modo* între placa africană și sudul plăcii Eurasiatice, au avut un caracter extrem de complex, conducând la evoluția *settingului* tectonic moștenit din Jurasic (Schmid *et al.*, 2002; 2008). Astfel, după configurarea jurasică a Atlanticului Central, acesta s-a conectat spre est cu Oceanul *Neotethys*, prin intermediul segmentului oceanic *Piemont - Liguria* (asociat cinematic cu deschiderea atlantică și continuat mai spre est cu riftul Ceahlău - Severin) (Schmid *et al.*, 2004; 2008) (Fig.VI.54.A). În zona estică a domeniului tethysian, în sudul acestui traiect oceanic, a avut loc subducția intra-oceanică jurasică a bazinului *Meliata - Maliac* sub marginea oceanului *Neotethys* (reprezentată ulterior de sutura ofiolitică *Vardar*). De asemenea, spre finalul Jurasicului, prin rotirea tectonică a microcontinentului *Iberia* (care conținea nu doar Peninsula Iberică, ci și Insulele Baleare, Corsica și Sardinia, precum și masivul Brianço-

nais - situat astăzi în vestul Alpilor), a avut loc deschiderea segmentului oceanic *Valais*.

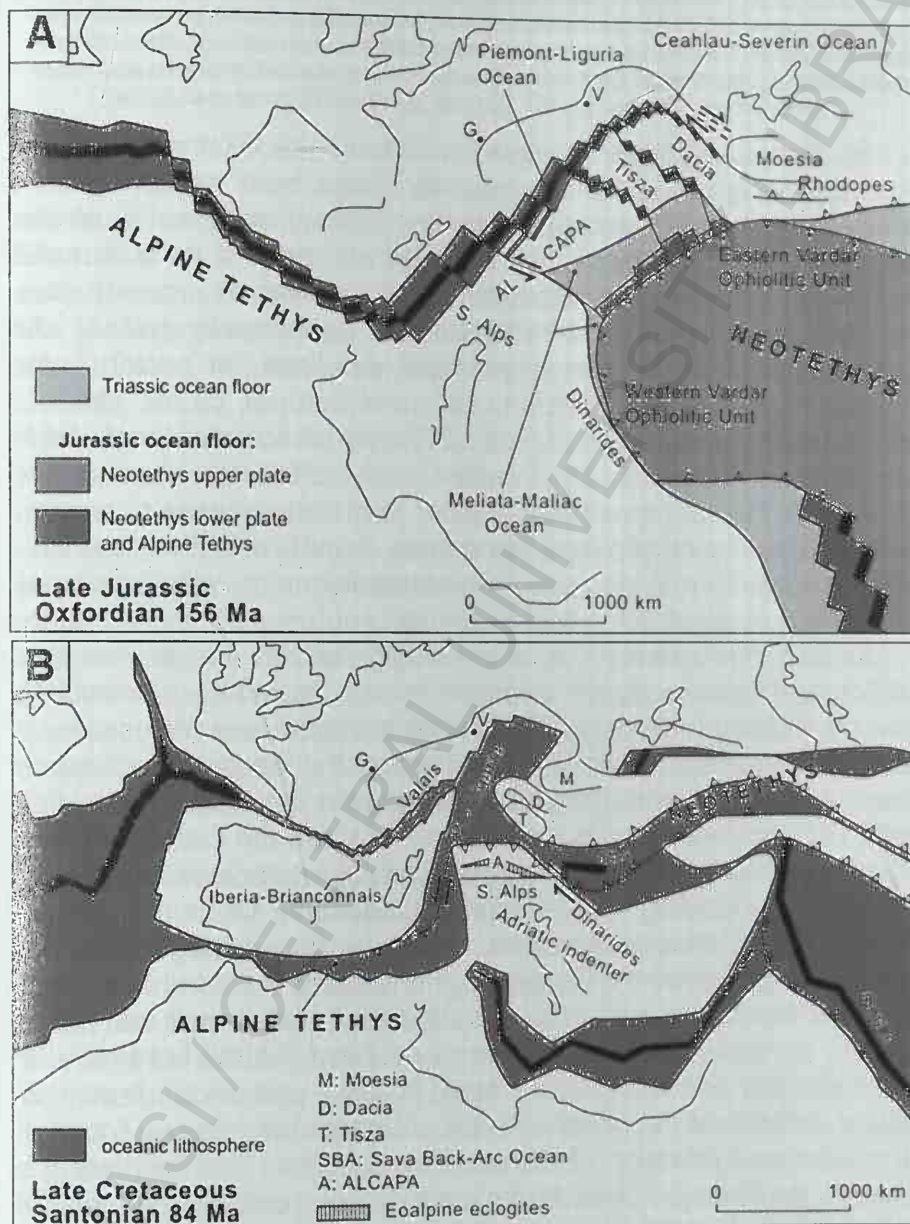


Fig.VI.54. Reconstrucție paleogeografică a regiunii alpine: (**A**) Jurasic Superior (Oxfordian): în zona Tethysului Alpin a avut loc deschiderea segmentului oceanic *Piemont - Liguria* (continuat spre est cu riftul reprezentat ulterior de pânzele de *Ceahlău* și *Severin*); a avut loc subducția intra-oceanică a bazinului *Meliata - Maliac* sub marginea o-

ceanului *NEOTETHYS* (reprezentată ulterior de sutura ofiolitică *Vardar*); (**B**) Cretacic Superior (Santonian): segmentele oceanice alpino-tethysiene *Piemont - Liguria* și *Valais* s-au conectat prin intermediul segmentului carpatic, cu bazinele mai noi, cretacice, mult restrânse ale *NEOTETHYSULUI*; s-a prefigurat placa apuliană, partea sa nordică reprezentând *"pintenul adriatic"*, care a avansat spre marginea europeană, odată cu deschiderea bazinului Est-Mediteraneean, situat la sud de aceasta; ALCAPA = megaunitatea Alpină-Carpatică-Panonică; G = Geneva; V = Viena (Schmid *et al.*, 2008).

În Cretacicul Superior, cele două brațe ale Tethysului Alpin, *Piemont - Liguria* și *Valais* erau conectate spre est, prin intermediul segmentului carpatic, cu bazine mai noi, mult restrânse ale zonei *Neotethys*. O porțiune a marginii europene a intrat în subducție sub un sector al plăcii africane, separat de aceasta prin deschiderea bazinului Est-Mediteranean. Acest sector (placă), de proveniență africană, este numit placa *Apuliană*, iar sectorul său nordic, care a intrat în coliziune cu sudul Europei, ca un "pinten", este cunoscut ca placa *Adriatică* sau *"pintenul adriatic"* (engl. *Adriatic indenter*) (Fig.VI.54.B). În acest mod, au început să se configureze elementele structurale alpine, prin desprinderea și amplasarea complexelor ofiolitice, generarea de pânze tectonice și antrenarea acestora în procese de metamorfism *etc.* - implicate apoi în secvențele de structogeneză cenozoice.

În Carpații românești, în cadrul tectogenezelor austrice, au fost edificate structurile alpine cretacice numite "dacide": (a) *dacidele interne* (Apusenii de Nord), (b) *dacidele transilvane* (Apusenii de Sud), (c) dacidele mediane (zona Central-Est Carpatică a Carpaților Orientali și domeniile getic și supragetic din Carpații Meridionali), (d) dacidele externe (pânzele de Ceahlău din Carpații Orientali și de Severin din Carpații Meridionali) și (e) dacidele marginale (Autohtonul Danubian al Carpaților Meridionali). La finalul perioadei, la limita Cretacic - Neozoic, a avut loc faza tectogenetică *laramică* (engl. *Laramide Orogeny*), manifestată în cadrul centurilor orogene alpino - carpato - himalayene, însă activă mult mai pregnant în centurile din vestul Americii de Nord (Munții Laramie din estul Munților Stâncoși). În Carpați, în afara definitivării tectonicii flișului cretacic al dacidelor externe, mișcările laramice au început structogeneza primelor pânze de fliș moldavidic, reprezentate de pânzele de Teleajen și de Audia, care se vor desăvârși tectonic în cadrul mișcărilor tectogenetice stirice, în Miocen.

În sud-estul alpin al Europei, în acest interval s-a manifestat un magmatism laramic, reprezentat de corpuri intrusive și extrusive ale unor asociații de roci calco-alcaline cogenetice, denumite inițial cu termenul generic ***banatite*** (von

Cotta, 1864), iar actualmente incluse în "Centura magmatică și metalogenetică banatitică" (engl. *Banatitic Magmatic and Metallogenetic Belt, BMMB*) (Berza *et al.*, 1998; Ciobanu *et al.*, 2002; Neubauer, 2002), care se extinde din Munții Apuseni și Banat, prin zona Timok (estul Serbiei), zona Srednogorie și până spre Burgas (Bulgaria). Aceste roci, în principal de tip granodioritic, cantonează importante mineralizații polimetalice: Cu asociat cu Pb-Zn, Au-Ag și subordonat, Mo, Bi, W, Fe, Co, Ni, B (Ilinca, 2012).

În domeniul continental s-au înregistrat cinci evenimente magmatice majore, produse de panașe mantelice de tip *hotspot* din manta și care au generat platouri bazaltice extinse: **Paraná - Etendeka** (America de Sud / Africa - cca. 134 M.a.); **Bunbury Basalts** (Australia - cca. 132 M.a.); **Rajmahal Traps** (India - cca. 118 M.a.); **Madagascar** (cca. 87 M.a.); **Deccan Traps** (India - cca. 66 M.a.). Dintre acestea, mai important este Platoul Deccan (engl. *Deccan Traps*), produs de trecerea progresivă a plăcii indiene pe deasupra punctului fierbinte *Réunion*, timp de câteva milioane de ani, în intervalul 67-63 M.a. (Cretacic - Paleocen). Cea mai mare parte a evenimentului efuziv bazaltic s-a derulat în decursul a mai puțin de un milion de ani, generând curgeri succesive de lave cu grosime însumată de peste 2.000 m și suprafață originală, estimată înainte de eroziune de aproximativ 1,5 milioane de km^2 - actualmente are o suprafață de cca. jumătate de milion de km^2. Erupția masivă a emis cantități imense de gaze vulcanice (carbonice și sulfuroase) asociate subordonat cu cenușe vulcanice, care au afectat compoziția și transparența atmosferei, constituind una dintre cauzele principale ale extincției biotice majore de la finele Cretacicului.

Clima Cretacicului a înregistrat variații notabile, dat fiind lungimea excepțională a acestei perioade. În principal, clima a fost caldă, cu un maximum phanerozoic la cca. 90 M.a. (Turonian), după care s-a înregistrat o răcire progresivă spre 70 M.a. (finalul Campanianului), pentru ca la sfârșitul Maastrichtianului, la 65 M.a., să se atingă un minimum cretacic.

Nivelul oceanic a atins un maximum phanerozoic de peste 200 m față de nivelul eustatic actual, la cca. 95 M.a. (finalul Cenomanianului) (Fig.VI.24), datorat, se pare, unei combinații de mai mulți factori: clima caldă și lipsa calotelor glaciare, vulcanismul submarin accentuat, rata ridicată a expansiunii fundului oceanic (Seton *et al.*, 2009) și volumul mărit al dorsalelor oceanice. În consecință, au avut loc transgresiuni marine majore, care au acoperit margini continentale extinse, uscatul reprezentând aproximativ 18 % din

suprafața globului terestru, prin comparație cu 28 % în prezent. În vestul *LAURASIEI*, zona Americii de Nord de astăzi a fost invadată de apele transgresive (Fig.VI.55.A), care au format culoare și bazine marine ce o traversau în zona vestică, pe direcția nord-sud, la interiorul Munților Stâncoși și de asemenea, spre est, lăsând doar "insule" de uscat - facilitându-se astfel o comunicare faunistică între Oceanele Pacific și Atlantic.

În zona gondwaniană africană, un culoar marin larg s-a stabilit din nordul Africii, din zona tethysiană, care a străbătut spre sud Sahara, până în zona Golfului Guineea din partea central-sudică a Atlanticului, separând astfel nord-vestul continentului de restul acestuia (Fig.VI.55.B).

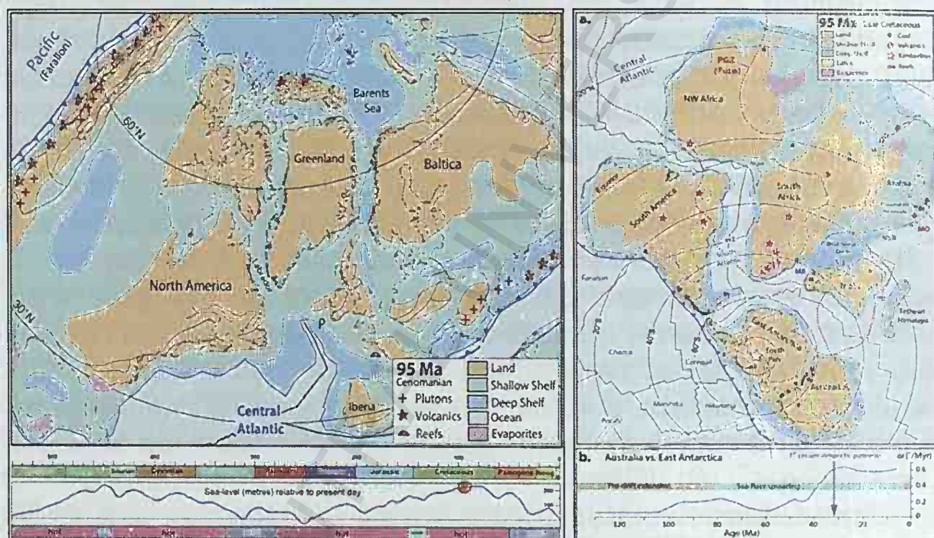


Fig.VI.55. Reconstrucție paleogeografică a transgresiunilor marine din ***Cretacicul Superior*** (Cenomanian): (**A**) Blocurile laurasiatice central-vestice (*Europa* și *America de Nord*); (**B**) Blocurile gondwaniene (*America de Sud, Africa, India, Antarctica, Australia*) (Torsvik & Cocks, 2017).

În condițiile nou create ale mărilor puțin adânci și calde, s-au acumulat în special roci carbonatice, formate pe seama proliferării nemaiîntâlnite ulterior a algelor nannoplanctonice cu test calcaros numite *Coccolithophoridae* (Fig.VI.56.A), care au format depozitele fine de calcar cretos / cretă (engl. *chalk*) (Fig.VI.56.B), cunoscute în special în vestul Europei (falezele din Normandia - Franța și de la Dover - Marea Britanie) (Fig.VI.57) și în America de Nord (Smoky Hill Chalk - Kansas, S.U.A.).



Fig.VI.56. (**A**) Test microscopic de *Coccolithophoridae* (imagine SEM; scara: segmentul ilustrat = 1,0 µm); (**B**) Calcar cretos (http://www.sepmstrata.org/Terminology.aspx?id=chalk).

De asemenea, transgresiunile marine masive, lipsa curenților marini de adâncime, precum și scăderea fluxului marin ascendent (engl. *upwelling*) din Cretacicul Superior au indus apelor oceanice un caracter stagnant, care a generat evenimente anoxice frecvente și substanțiale. Acestea au condus la acumularea materiei organice în cadrul argilelor negre organice (engl. *organic black shales*), care au constituit roci sursă de petrol în unele zone de pe glob, ca de exemplu în Marea Nordului.

În depozite clastice sau de platformă carbonatică, s-au acumulat hidrocarburi în Golful Persic, nordul Africii (Libia), Golful Mexic, Venezuela. Spre finalul Cretacicului, în Maastrichtian, nivelul oceanic a scăzut continuu - în principiu, sunt cunoscute trei evenimente notabile - ceea ce a afectat profund comunitățile marine costiere, cu mult înaintea extincției abrupte de la limita Cretacic / Paleogen.



Fig.VI.57. Faleze de cretă: (**A**) White Cliffs - Dover (Marea Britanie) (https://www.slideshare.net/juaomaya/the-white-cliffs-of-dover-ray-conniff); (**B**) Étretat (Normandia, Franța) (https://www.cityzeum. com/les-falaises-detretat-normandie-11278).

În cursul Cretacicului, viața marină era reprezentată de specii de foraminifere planctonice, echinoidee, hexacorali, bryozoare, gasteropode *etc.* Bivalvele s-au adaptat noilor condiții de viață, iar unele specii, precum rudiștii și inoceramii, și-au dezvoltat cochilii foarte groase și rezistente, cu dimensiuni foarte mari (1-2 m) (Fig.VI.58.A). Amonoideele și belemniții au continuat să fie reprezentativi și utili biostratigrafic, iar caracteristic formelor de la finalul Cretacicului a fost dezvoltarea cochiliilor aberante (derulate, turiculate, ortocone) (Fig.VI.58.B).



Fig.VI.58. Fosile de nevertebrate cretacice: (**A**) Specie de inoceram de mari dimensiuni - *Sphenoceramus steenstrupi* (http://www.nhm.ac.uk/natureplus/message/94804?tstart=0); (**B**) Specie aberantă de amonit, cu cochilia derulată *Audoliceras sp.* (http://www.fossilmuseum.net/ammonite-pictures/ Audoliceras /Audoliceras-ammonite.htm).

Alături de nevertebrate, apele erau populate de peștii teleostei și de rechinii moderni, însă reptilienii înotători erau în continuare dominanți: ichthyosaurii, plesiosaurii, pliosaurii, elasmosaurii (12 m) (Fig.VI.59.A), crocodilienii și, apăruți în Cretacicul superior, mosasaurii (15m) - care au devenit rapid dominanți (Fig.VI.59.B,C).

Pe uscat, vertebratele terestre erau în continuare dominate de dinosaurienii erbivori, cu stațiune patrupedă: *Stegosaurus, Triceratops* (Fig.VI.60.A), *Hadrosaurus* (Fig.VI.60.B) *etc.* și carnivori, cu stațiune bipedă: *Spinosaurus* (Fig.VI.61.A), *Albertosaurus* (Fig.VI.61.B), *Deinonychus*, *Tyrannosaurus* (Fig.VI.61.C), *Giganotosaurus* (Fig.VI.61.D). Pterosaurienii au ajuns la apogeu, fiind reprezentați de cei mai mari reptilieni zburători mezozoici: *Pteranodon* (anvergura aripilor: 8m) (Fig.VI.62.A), *Quetzalcoatlus* (anvergura aripilor: 10-12m) (Fig.VI.62.B), iar spre finalul Cretacicului, au intrat în dec-

lin. Celelalte reptile erau reprezentate de crocodilieni, broaște țestoase, precum și de șopârle și șerpi - ultimul grup (șerpii moderni), apărut la mijlocul Cretacicului.

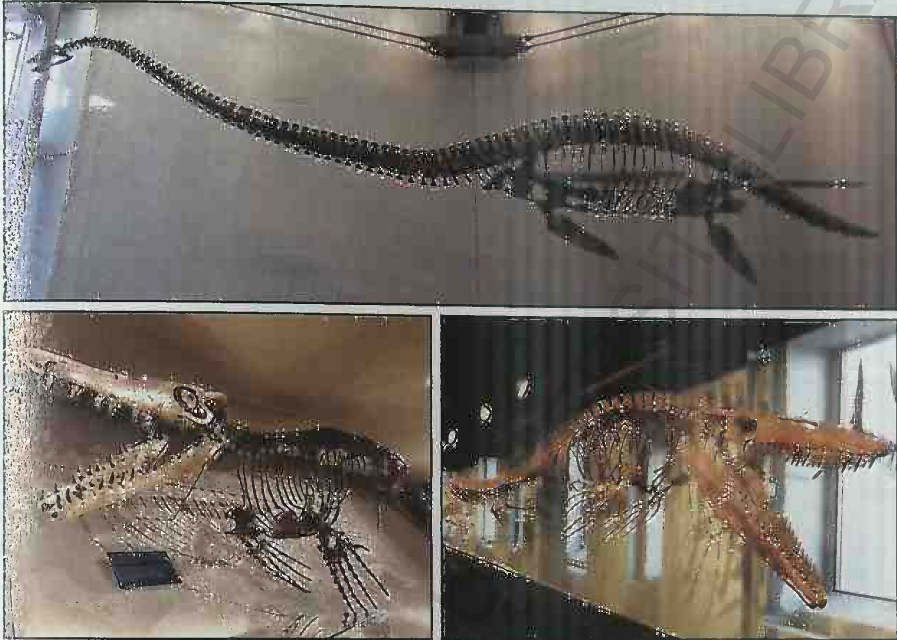


Fig.VI.59. Fosile de reptilieni cretacici marini: (**A**) *Elasmosaurus sp.*; (**B**) *Mosasaurus sp.*; (**C**) *Tylosaurus sp.* (www.google.com).



Fig.VI.60. Fosile de dinosaurieni cretacici erbivori: (**A**) *Triceratops sp.*; (**B**) *Hadrosaurus sp.* (www.google.com).

Păsările cretacice erau reprezentate de genuri precum *Confuciusornis* (Fig.VI.63.A), *Hesperornis, Ichthyornis* (Fig.VI.63.B). Mamiferele cretacice erau încă primitive, cu forme de dimensiuni mici și medii, între care, grupul multituberculatelor (Ord. *Multituberculata* - denumite după numărul de tuberculi de pe suprafețele mola-

rilor) a avut o dezvoltare deosebită timp de peste 100 milioane de ani, fiind apoi extinct.

Fig.VI.61. Fosile de dinosaurieni cretacici carnivori: (**A**) *Spinosaurus sp.*; (**B**) *Albertosaurus sp.*; (**C**) *Tyrannosaurus rex*; (**D**) *Giganotosaurus carolinii* (www.google.com).

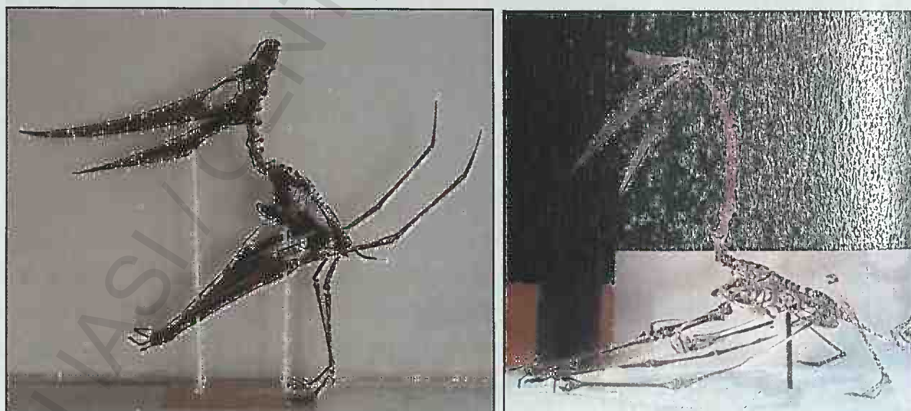


Fig.VI.62. Fosile de pterosaurieni (reptilieni zburători) cretacici : (**A**) *Pteranodon sp.* (anvergura aripilor: 8m); (**B**) *Quetzalcoatlus northropi* (anvergura aripilor: 10-12m) (www.google.com).





Fig.VI.63. Fosile de păsări cretacice: (**A**) *Confuciusornis sanctus*; (**B**) *Ichthyornis dispar* (www.google.com).

Un alt grup extinct de mamifere primitive - *Eutriconodonta* - este reprezentat de genul *Spinolestes*, care constituie cel mai bine păstrat mamifer primitiv, de la care s-au conservat atât părțile scheletice fosilizate, cât și organe interne, porțiuni de țesuturi dermice, păr și plăci keratinoase (ca la tatuul de astăzi).

În România, în zona **Hațeg**, au fost descoperite faune fosile de dinosaurieni din Cretacicul Superior (Maastrichtian) încă de la sfârșitul secolului XIX (Halaváts, 1897; Nopcsa, 1897; 1914b; 1923). Cercetările sistematice recente (Grigorescu, 2010; Benton *et al.*, 2010; Csiki & Benton, 2010) au identificat 56 de taxoni de vertebrate aparținând mai multor clase: pești, broaște, reptile (șopârle, țestoase, crocodilieni, dinosaurieni, pterosaurieni) și mamifere, precum și cuiburi cu ouă de dinosaurieni. Între aceste descoperiri paleontologice, câteva sunt mai deosebite (Fig.VI.64): *Hatzegopteryx thambema* - un pterosaur gigantic (anvergura aripilor: 10-12m) reprezentând un gen și o specie nouă (Buffetaut *et al.*, 2002); *Magyarosaurus dacicus* (sauropod), *Telmatosaurus* (ornithopod), *Zalmoxes* (probabil ornithopod) - toate sunt forme endemice, primitive și de talie mică (pitice) de dinosaurieni. Prezența acestui fenomen evolutiv nu este pe deplin elucidată, însă în general opiniile științifice converg spre ideea consecințelor izolării pe insulele din zona Hațegului, care constituiau un arhipelag, rezultat în urma transgresiunilor masive din Cretacicul Superior.
De asemenea, este de menționat descoperirea unui gen și specii noi de mamifer multituberculat: *Kogaionon ungureanui*, care a dat și numele unui nou grup de multituberculate - *Kogaionidae* (Rădulescu & Samson, 1996). Cercetările realizate nu s-au limitat doar la domeniul paleontologic, ci au vizat o reconstrucție paleogeografică și paleoecologică cât mai exactă a mediului maastrichtian în care s-au dezvoltat aceste paleofaune cu caractere specifice.

Vegetația cretacică era încă dominată de comunitățile floristice bazate pe gymnosperme (conifere), însă, este de menționat apariția angiospermelor (origine: gr. *angeion* = incintă + *sperma* = sământă; engl. *angiosperms* sau *flowering plants*) - plante superioa-

re, la care semințele sunt situate într-un ovar (fruct), fiind astfel protejate împotriva uscăciunii și atacului bacterian extern. Acestea au avut o dezvoltare excepțională, iar în Cretacicul Superior, deja erau dominante, constituind între 60-80% din flora existentă, în special la latitudini mici.

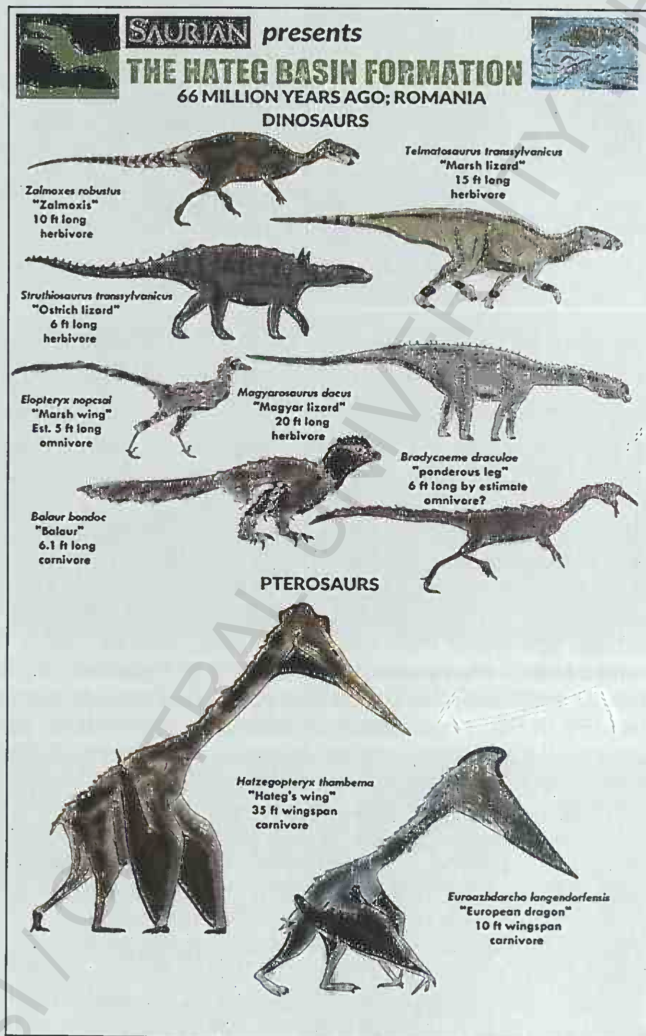


Fig.VI.64. Dinosaurieni din zona *Hațeg* (Maastrichtian) - reconstituire artistică (www.google.com).

La limita Cretacic / Paleogen a avut loc o extincție biotică masivă, denumită convențional ***K/Pg*** (sau ***K/T*** = Cretacic / Terțiar), care a dus la dispariția a numeroase specii terestre și marine, ca-

racteristice Mezozoicului. Dintre nevertebratele marine, au dispărut amoniții, belemniții, planctonul calcaros și anumite specii de gasteropode și de bivalve (rudiștii, inoceramii). Marii reptilieni dominanți în toate mediile planetei au dispărut pentru totdeauna: dinosaurienii, pterosaurienii și ichthyosaurienii - deși, astăzi, se consideră că dat fiind faptul că avienii (păsările) sunt descendenții direcți ai dinosaurienilor, practic, aceștia din urmă nu au dispărut complet. Au supraviețuit reptilele de dimensiuni mai mici, precum: crocodilienii, chelonienii (= țestoasele), lacertidele (șopârlele) și ofidienii (= șerpii).

Cauzele acestui eveniment major sunt multiple și dintre acestea, unele s-au derulat gradual, începând cu câteva milioane de ani înaintea finalului perioadei.

- Notabilă este, în primul rând, scăderea continuă a nivelului oceanic în timpul Maastrichtianului, care a redus drastic habitatele costiere extrem de extinse din timpul transgresiunilor cenomaniene.
- Apoi, importante sunt și fenomenele de degenerescență și declin al unor grupuri care au dezvoltat forme aberante, nemaifiind viabile - de exemplu, cochillile derulate ale amoniților, inadecvate înotului și protecției corpului individului; creierul minuscul al dinosaurienilor ierbivori, incapabil să coordoneze masa robustă a acestora și în special trenul posterior *etc.*
- Un impact major în deteriorarea condițiilor globale de mediu l-a avut evenimentul magmatic generator al platoului bazaltic Deccan din India, care a produs într-un timp relativ scurt, un volum imens de gaze toxice și cenușe vulcanice.
- În final, un impact meteoritic de mari dimensiuni și cu consecințe ecologice catastrofice la nivel global a încheiat acest concurs de evenimente negative, care a condus la sfârșitul lumii mezozoice.

Ipoteza impactului meteoritic de la limita Cretacic / Paleogen a fost emisă de către geologul american **Walter Alvarez** (n. 1940), împreună cu tatăl său, fizicianul **Louis Walter Alvarez** (1911-1988; Premiul Nobel pentru Fizică, în anul 1968) (Fig.VI.65.A) (Alvarez *et al.*, 1980). Această ipoteză susține ideea unui impact meteoritic major, petrecut cu 66 M.a. în urmă, în zona Peninsulei Yucatán, din Mexic și care a generat craterul ***CHICXULUB***.
Acesta constituie o structură depresionară de cca. 180 km în diametru, situată parțial în domeniul continental și parțial în domeniul marin și care prezintă o bordură inelară internă (engl. *peak ring*) bine conservată sub depozite sedimentare groase de cca. 600 m. Craterul Chicxulub este unicul crater de impact din lume care are asociat un strat rezidual de extindere globală constituit din materiale ejectate la momentul coliziunii meteoritice și care este caracterizat de

prezența unei anomalii a conținutului de iridiu Ir, care este mult superior celui de pe Pământ și mai apropiat de cel specific meteoriților. Aceste date geochimice au fost cruciale în argumentarea naturii meteoritice a craterului, precum și prezența breciilor de impact și a tektitelor (origine: *tēktós* = topit; engl. *tektite*) → numite și *impactite*, acestea sunt roci silicioase vitroase, cu aspect de obsidiană, rezultate din topirea rocilor terestre în zone de impact meteoritic. În anul 2016, *International Ocean Discovery Program (IODP)* a realizat un proiect de cercetare numit *IODP Expedition 364*, în cadrul căruia a fost perforat un foraj (M0077A) în zona bordurii interne a craterului Chicxulub, urmând ca pe materialul extras să se studieze atât natura coliziunii meteoritice produse cu 66 M.a. în urmă, cât și chestiuni legate de impactul ecologic asupra apei oceanului planetar, atmosferei și vieții, la nivel regional și global (Gulick *et al.*, 2017) (Fig.VI.65.B,C). Stratotipul *GSSP* al limitei K/T se află în zona **El Kef**, din Tunisia.

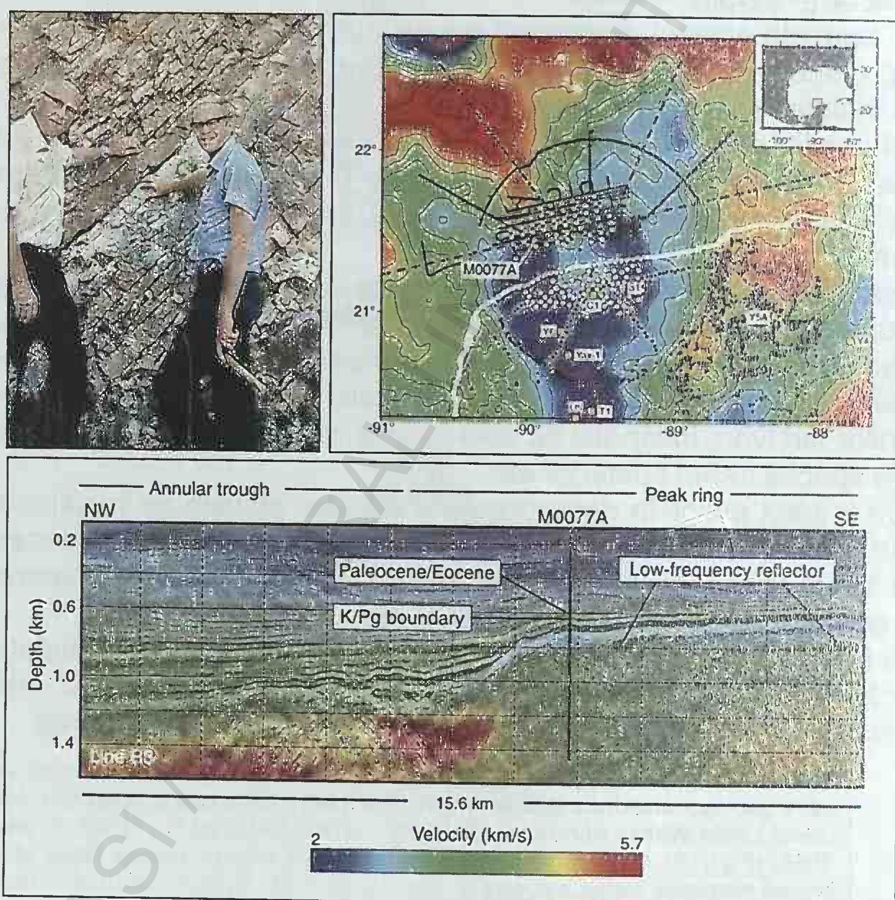
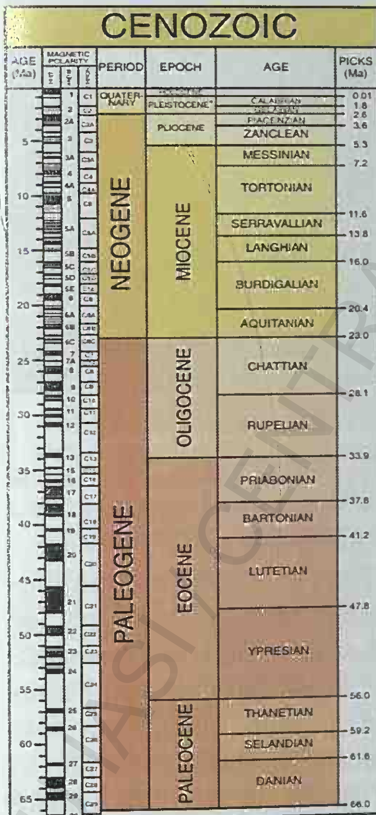


Fig.VI.65. (**A**) Walter și Louis Alvarez în 1981; (**B**) Harta de localizare a forajului **M0077A**, perforat în zona bordurii inelare interne a craterului Chicxulub din Yucatán, Mexic (linia albă constituie limita țărmului); (**C**) Profil seismic al craterului Chicxulub, detaliind zona bordurii interne (Gulick *et al.*, 2017).

VI.3.2.3. Era NEOZOICĂ / CENOZOICĂ

Neozoicul (origine: gr. *neos* = nou + *zóé*, *zôon* = formă de viață, animal → animale fosile noi, moderne) sau **Cenozoicul** (origine: gr. *kainos* = nou + *zóé*, *zôon* = animal → animale fosile noi, moderne; engl. *Cenozoic*) este a treia eră a eonului Phanerozoic, numită și "Era Mamiferelor" (engl. *Age of Mammals*). Neozoicul a început cu 66 M.a. în urmă, cu o extincție biologică devastatoare, a continuat apoi cu dezvoltarea unei vieți de tip nou, modern, reprezentată de dominația mamiferelor și a plantelor cu flori, a înregistrat o glaciație importantă și, în final, apariția omului. Neozoicul a fost divizat în trei perioade (↑) (Fig.VI.66):

3. **CUATERNAR (2,6-actual)** → durata: 2,6 M.a.
2. **NEOGEN (23-2,6 M.a.)** → durata: 20 M.a.
1. **PALEOGEN (66-23 M.a.)** → durata: 43 M.a.



Epoch		International Stratigraphic Chart 2017 – Age (Ma)		Local Paratethys – Age (Ma)	
Pleistocene		Middle	0.13 – 0.78	Middle	0.13 – 0.78
		Calabrian	1.81	Early	1.81
		Gelasian	2.59	Romanian	4.07
Pliocene		Piacenzian	3.60	Dacian	4.70
		Zanclean	5.33	Pontian	6.04
Miocene	Latest	Messinian	7.25	Maeotian	8.07
	L	Tortonian	11.63	Sarmatian s.l.	12.65
	M	Serravalian	13.82	Badenian	15.97
		Langhian	15.97		
	E	Burdigalian	20.44	Burdigalian	20.44
		Aquitanian	23.03	Aquitanian	23.03

Fig.VI.66. Scara cronostratigrafică a **CENOZOICULUI** (66-0 M.a.), cuprinzând perioadele: **PALEOGEN** (66-23 M.a.), **NEOGEN** (23-2,6 M.a.) și **CUATERNAR** (2,6-0 M.a.) (https://www.geosociety.org/documents/gsa/timescale/timescl.pdf). Scara corespondenței unităților cronostratigrafice neogene locale (**Paratethys**).

A. PALEOGENUL (66-23 M.a.) → durata: 43 M.a.

Paleogenul (origine: gr. *palaios* = vechi + *gennan* = geneză; engl. *Paleogene*) este prima perioadă a Neozoicului și constituie o etapă de revenire după catastrofa ecologică globală de la finalul Cretacicului. Paleogenul este divizat în trei epoci (↑): **Paleocen** (66-56 M.a.), **Eocen** (56-33,9 M.a.) și **Oligocen** (33,9-23 M.a.), ale căror subdiviziuni sunt prezentate în Fig.VI.66. Reconstrucția paleogeografică a timpurilor paleogene indică evoluții notabile atât în domeniul continental, cât și în cel oceanic (Fig.VI.67-68).

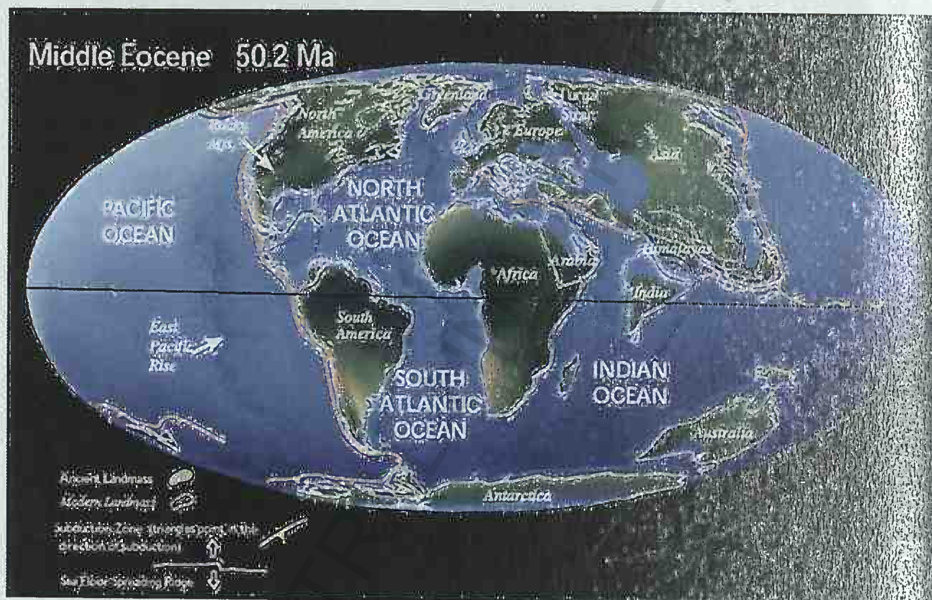


Fig.VI.67. Reconstrucție paleogeografică a **Eocenului Mediu**: sudul Europei și sud-vestul Asiei erau în continuare dispersate; *India* a intrat într-o primă coliziune cu Asia, prin intermediul unui microcontinent aflat în nordul blocului indian și separat de cratonul indian de un bazin oceanic deschis anterior; *Australia*, separată de *Antarctica* încă de la cca. 85 M.a., se deplasa rapid către nord (http://www.scotese.com/newpage9.htm).

În cursul Paleogenului, în Oceanul Pacific a continuat expansiunea fundului oceanic de-a lungul rifturilor care delimitau plăcile oceanice *Pacifică, Farallon* și *Izanagi.* Aceasta din urmă s-a deplasat spre nord-vest până la consumarea sa completă prin subducție sub marginea estică a *LAURASIEI* (sub microplaca Okhotsk), la aproximativ 55 M.a. (începutul Eocenului). Astfel, în centrul și estul Oceanului Pacific, au rămas dominante plăcile oceanice *Pacifică* și *Farallon*, iar în nordul acestora, se afla mica placă *Kula*, existentă aici din Cretacicul Superior (83-79 M.a.).

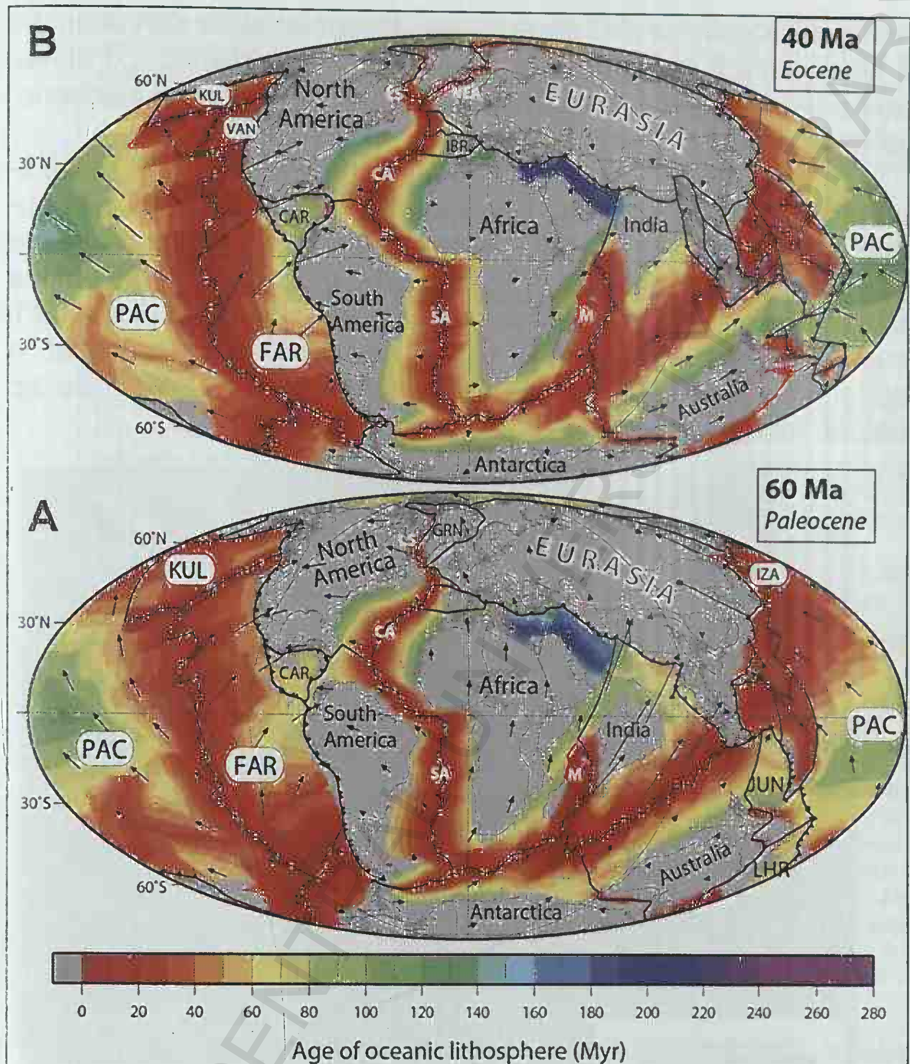


Fig.VI.68. Reconstrucție paleogeografică a intervalului 60-40 Ma indicând evoluția tectonică a Oceanului Pacific: în nord-vest, placa tectonică oceanică ***IZANAGI* (IZA)** era în curs de consumare prin subducție sub marginea estică a *EURASIEI*; ulterior, au rămas dominante plăcile oceanice ***PACIFICĂ* (PAC)** și ***FARALLON* (FAR)**, iar în nordul acestora, în afara plăcii ***KULA* (KUL)**, inițiată la cca. 83. M.a., s-a formt prin *rifting* și modificare a direcției de expansiune oceanică, o nouă placă de mici dimensiuni: ***VANCOUVER* (VAN)** (Seton *et al.*, 2012; Torsvik & Cocks, 2017).

Prin fracturarea nordului plăcii *Farallon* s-a format o altă placă de mici dimensiuni: placa *Vancouver*, din care, ulterior, la cca. 37 M.a., s-a format triada plăcilor foarte mici *Explorer*, *Juan de Fuca* și *Gorda*, aflate și astăzi în subducție spre est, sub marea placă

Nord-Americană. La sud de acestea, aliniamentul lor de subducție se branșează în punctul de triplă joncțiune Mendocino, cu aliniamentul de alunecare paralelă a plăcii *Pacifice* și *Nord-Americane*, reprezentat de Falia San Andreas, din vestul Californiei.

Având în vedere că placa *Pacifică* este cea mai mare placă litosferică terestră, acoperind aproximativ 20 % din suprafața globului în cursul ultimelor 80 M.a., înțelegerea istoriei sale geologice este de o importanță crucială în realizarea modelelor geodinamice globale viabile. În cadrul acestora, un aspect de interes deosebit îl constituie formarea și evoluția lanțului Hawai`i - Emperor, aflat în legătură cu activitatea magmatică a unui panaș mantelic de tip *hotspot*, încă de la sfârșitul Cretacicului (Fig.VI.69).

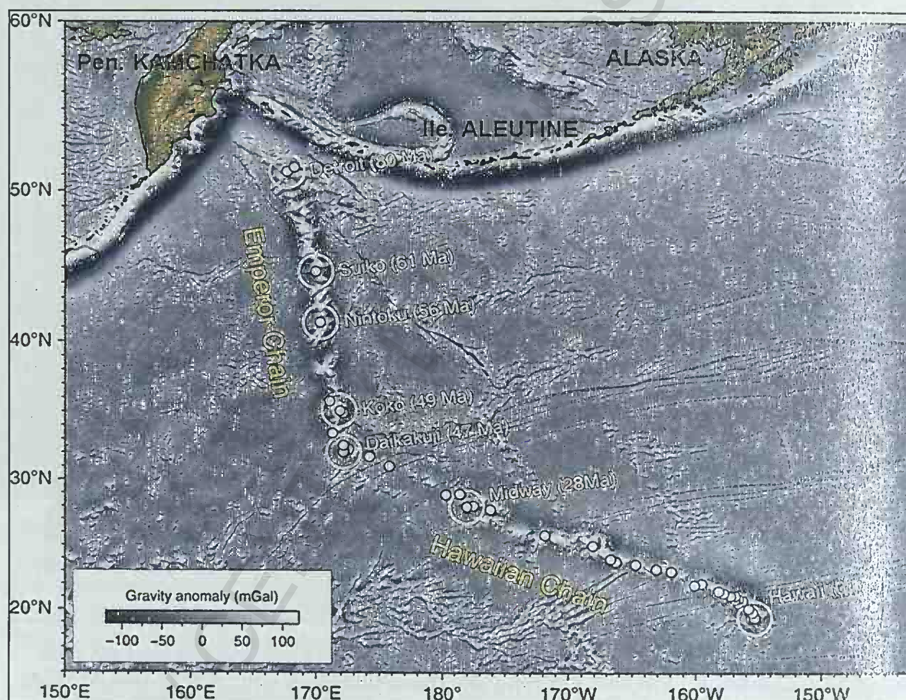


Fig.VI.69. Placa *Pacifică*: lanțul ***Hawai`i - Emperor***: localizarea insulelor, munților submarini și atolilor datați radiometric: ***Hawai`i*** (0 M.a.), ***Midway*** (28 M.a.), ***Daikakuji*** (47 M.a.), *Koko* (49 M.a.), *Nintoku* (56 M.a.), *Suiko* (61 M.a.) și *Detroit* (80 M.a.); orientarea sud-est → nord-vest a acestora și creșterea vârstelor în aceeași direcție indică deplasarea spre nord-vest a plăcii *Pacifice* pe deasupra punctului fierbinte, situat actualmente sub marginea de sud-est a insulei Hawai`i (Torsvik *et al.*, 2017).

Lanțul ***Hawai`i - Emperor*** constituie un ansamblu de insule vulcanice, munți vulcanici submarini, atoli și recifi, cu o lungime de aproximativ 6.000 km, situat în partea nord-vestică a Oceanului Pacific. Sud-estul acestui lanț este repre-

zentat de *Arhipelagul* ***Hawai`i*** (S.U.A.), constituit din (sud-est → nord-vest): vulcanul submarin activ ***Lō`ihi*** (0 M.a.) - situat la aproximativ 35 km sud-est de coasta insulei Hawai`i), apoi cele opt insule mari: ***Hawa`i, Maui, O`ahu, Kaua`i, Moloka`i, Lāna`i, Ni`ihau*** și ***Kaho`olawe*** și în continuare, **Insulele hawaiene de nord-vest** (engl. *Northwestern Hawaiian Islands*), cuprinzând peste 130 de insule mici, atoli și recifi, până la atolul *Kure* (28 M.a.), situat imediat la nord-vest de insula *Midway* (28 M.a.). Lanțul se continuă spre nord-vest cu o succesiune de munți vulcanici submarini, reduși la acest stadiu de eroziunea subaeriană și care constituie lanțul ***Emperor*** (= împărat, engl. ← majoritatea acestor structuri sunt denumite după foști împărați ai Japoniei), care are în componență: ***Daikakuji*** (47 M.a.), ***Koko*** (49 M.a.), ***Nintoku*** (56 M.a.), ***Suiko*** (61 M.a.), ***Detroit*** (80 M.a. - singurul cu o altă denumire) și ***Meiji*** (82 M.a.) - acestea din urmă situate în zona Fosei Aleutine. Toate aceste insule și munți submarini reprezintă manifestarea în suprafață a vulcanismului generat de un punct fierbinte din mantaua Pământului, care a străpuns succesiv placa *Pacifică*, pe măsura deplasării acesteia spre nord-vest în ultimele 80 M.a. De remarcat este modificarea cu cca. 60° a direcției aliniamentului vulcanic, între 47,9 M.a. (*Kimmei*) și 47 M.a. (*Daikakuji*) - fapt interpretat mult timp doar ca o schimbare de direcție a deplasării plăcii *Pacifice* pe deasupra panașului mantelic de tip *hotspot*, considerat cu poziție fixă în manta.
Studii mai recente (Steinberger *et al.*, 2004; Tarduno *et al.*, 2009), implicând modele de flux mantelic global, au arătat că această importantă modificare de direcție trebuie atribuită unui efect combinat al deplasării spre nord-vest a plăcii *Pacifice* și al deplasării spre sud a panașului mantelic hawaiian. Foarte probabil, această deplasare spre sud a încetat după 47 M.a., însă o componentă advectivă mantelică s-a manifestat până în Miocen. Se introduce astfel ideea non-fixității punctului fierbinte (cel puțin înainte de 40 M.a.), în paralel cu utilizarea unui sistem de referință mantelic, în care mișcarea de convecție determină deplasarea punctelor fierbinți. Actualmente, insulele hawaiiene (și vulcanii care i-au generat) se deplasează spre nord-vest cu o viteză de cca. 5-10 cm/an față de punctul fierbinte, aflat aproximativ sub marginea sud-estică a insulei Hawai`i. Acesta alimentează abundent cu magmă bazaltică atât vulcanul *Kīlauea* - cunoscut ca cel mai activ vulcan din lume (erupe incontinuu din 1983, prin diferite puncte din riftul său estic) (Fig.VI.70), cât și vulcanul submarin *Lō`ihi* (care are deja o înălțime de cca. 3.000m deasupra planșeului oceanic și -975m față de nivelul marin) care se estimează că în următorii 10.000-100.000 ani va ajunge în domeniul subaerian.

În ceea ce privește Oceanul Atlantic, pe traiectul său nordic, încă nedeschis la începutul Paleogenului, a avut loc un eveniment magmatic bazic masiv, produs de punctul fierbinte mantelic aflat astăzi sub Islanda și care la momentul respectiv se afla sub zona de est a Groenlandei. Activitatea magmatică s-a desfășurat între 60,5 M.a. (Paleocen Mediu) și 54,5 M.a. (Paleocen Superior) (Jolley & Bell, 2002), a înregistrat două faze de paroxism: la 62 și la 55 M.a. și a generat **Provincia Magmatică Nord Atlantică** (engl. *North Atlantic Igneous Province, NAIP*) - reprezentată de așa-numitul Platou Bazaltic Thulean, cu o suprafață estimată la 1,3 milioane de km^2 (înainte de eroziune).



Fig.VI.70. Vulcanul ***Kilauea*** (Hawai`i, S.U.A., 1222m - vulcan scut): **(A)** Erupție efuzivă, 2018; **(B)** Coloană de material piroclastic produs de prăbușirea planșeului craterului ***Halema`uma`u*** (www.usgs.gov).

Fragmente ale acestei provincii magmatice se regăsesc astăzi începând din estul Groenlandei, nord-vestul Islandei, nordul Irlandei și nord-vestul Scoției (formațiunile cu coloane bazaltice de la Giant`s Causeway - Irlanda și Fingal`s Cave - Scoția fac parte din acest platou bazaltic) (Fig.VI.71), Insulele Faeroe și Shetland și până în vestul Norvegiei, în platoul Vøring.



Fig.VI.71. (A) ***Giant`s Causeway*** (Antrim - Irlanda de Nord, Marea Britanie) (sit UNESCO, 1986); **(B)** ***Fingal`s Cave*** (Staffa - Scoția, Mariea Britanie) - formațiuni cu coloane bazaltice aparținând Provinciei Magmatice Nord Atlantice (www.google.com).

Activitatea puternică a acestui punct fierbinte a condus la deschiderea Atlanticului de Nord la aproximativ 54 M.a., prin accentu-

area proceselor de *rifting* (începute încă din Cretacic) și expansiune oceanică, urmate de propagarea acestora spre nord-est, între Groenlanda și marginea vestică a Eurasiei (Insulele Britanice și Norvegia), de-a lungul dorsalelor Reykjanes, Aegir (inactivă din Oligocen și până în prezent), Jan Mayen și Mohn`s (Fig.IV.33). Astfel, s-a produs fragmentarea efectivă a *Laurasiei*, cu separarea *Americii de Nord* și a *Eurasiei* pe două macroplăci litosferice distincte, care de atunci se depărtează una de cealaltă cu viteze de câțiva cm / an. În zona vestică a *Americii de Nord*, din Paleocen au început să se închidă bazinele și culoarele marine formate prin invadarea uscatului de către transgresiunile cenomaniene, iar la începutul Eocenului, acestea erau deja dispărute.

În domeniul tethysian, a avut loc închiderea diferitelor brațe oceanice ale Tethysului Alpin și ale bazinului Neotethys, cu consumarea prin subducție a crustei oceanice, în condițiile regimului compresiv complex al plăcilor africană și europeană - continuându-se astfel generarea structurilor tectonice ale Munților Alpi, Carpați și Dinarici. În zona Alpilor, printr-un proces de subducție de tip intracontinental, o porțiune a marginii europene a intrat în subducție sub "pintenul" adriatic al plăcii *Africane*, aducând astfel în contact formațiuni aparținând acestor două domenii tectonice. Mai exact, în vestul zonei alpine (Fig.VI.72), structurile tectonice cuprind unități ale marginii europene deformate și unități aparținând fostelor brațe oceanice închise (*Piemont-Liguria* și *Valais*), precum și ale blocului *Iberic - Briançonnais* situat între acestea. La sud de *Linia Periadriatică, LPA* (cu dezvoltare ulterioară, neogenă), sunt prezente unități de origine africană, provenite din blocul adriatic și care constituie zona sudică a Alpilor. Formațiuni cu aceeași proveniență, numite *Austroalpine*, se regăsesc și la nord de această linie tectonică, în Alpii Orientali, obduse în poziție superioară, alohtonă, peste unitățile marginii europene. De asemenea, material austroalpin este conservat și în petecele de acoperire tectonică numite *klippe* (origine: germ. *Klippe, Klippen* = stâncă, obstacol), dintre care, klippa *Dent Blanche* este mai cunoscută, fiind reprezentată geomorfologic de masivul Matterhorn (4.478 m), care constă, deci, din formațiuni geologice de origine africană (Charvet, 2012). În acest context, a considera astăzi Marea Mediterană ca un simplu relict al unui ocean Tethys unic, care a separat placa europeană de cea africană, este o imagine extrem de simplificată a ansamblului complex de fenomene tectogenetice care a avut loc la contactul acestor două plăci litosferice, începând din Mezozoic.

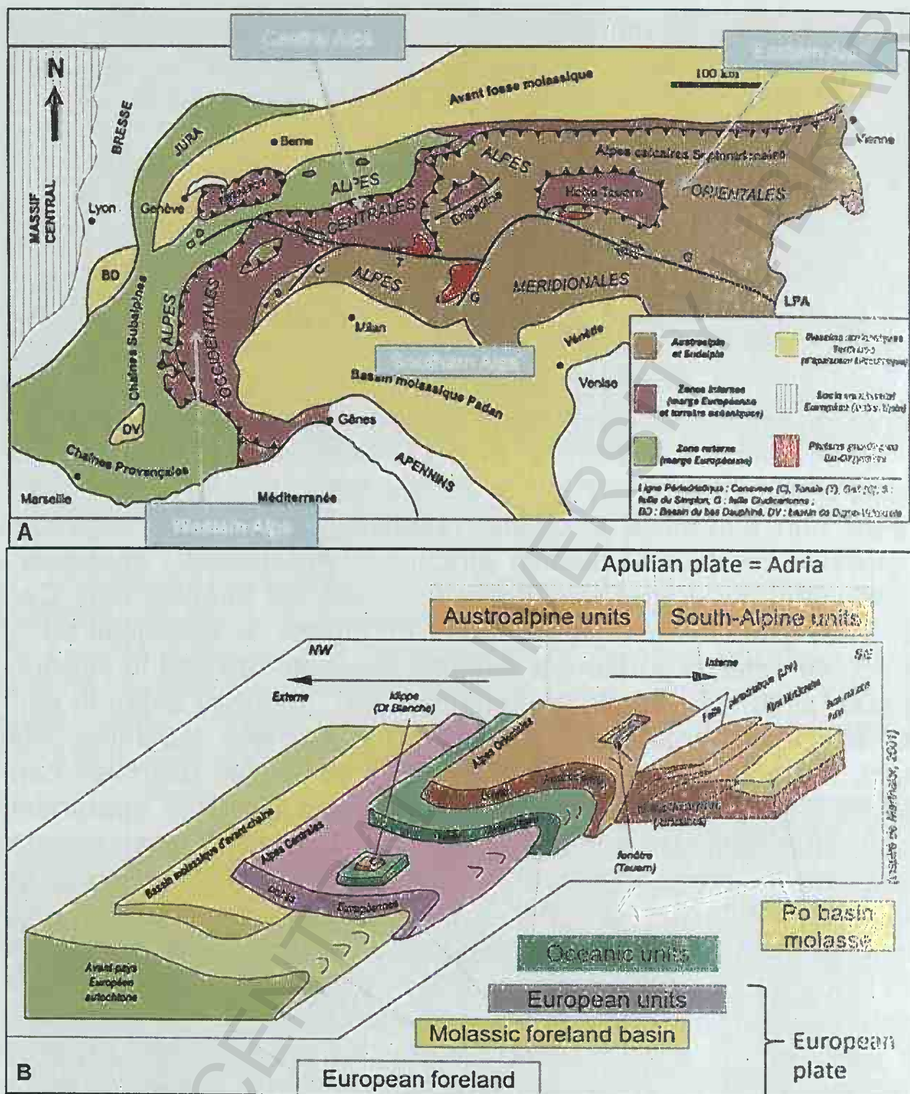


Fig.VI.72. Evoluția tectonică a ***Munților Alpi***: (***A***) harta tectonică schematică a Munților Alpi, cu localizarea unităților tectonice ale Alpilor Occidentali, Centrali, Orientali și Meridionali; (***B***) diagramă schematică a evoluției tectonice a Alpilor Centrali, Orientali și Meridionali, indicând poziționarea structurilor aparținând marginii europene (externide → internide: unitățile de forland molassic, unitățile central-alpine, unitățile ofiolitice = oceanice); unitățile austroalpine șariate în poziție superioară în Alpii Orientali provin din blocul apulian / adriatic aparținând plăcii africane și sunt, deci, allohtone; la sud de *Linia Periadriatică* (LPA), în Alpii Meridionali, sunt situate unitățile sud-alpine și cele ale bazinului molassic al Padului, aparținând și ele plăcii africane; sunt figurate de asemenea și fereastra tectonică *Tauern*, în cadrul căreia pot fi observate unitățile subiacente autohtone și *klippa Dent Blanche*, care conservă material austroalpin de origine africană, șariat deasupra pânzelor penninice ale Alpilor Centrali (Charvet, 2012).

Ar fi mai indicat a se considera separat cele două bazine mediteraneene, cu geneză diferită: (a) bazinul vestic (= domeniul Tethysian Alpin), asociat cinematic cu deschiderea Atlanticului Central și care a separat sudul Europei de "pintenul" adriatic al *Africii*, extinzându-se din sudul *Iberiei* și până la Linia Tornquist, din domeniul Carpatic; (b) bazinul estic (= Neotethys), deschis odată cu *riftingul* și deplasarea spre nord a blocurilor cimmeriene desprinse din *GONDWANA*, concomitent cu consumarea crustei oceanice și închiderea Oceanului Paleotethys, situat la nord de acesta. Prin urmare, Munții Alpi s-au format în zona de joncțiune a acestor două sisteme oceanice și conțin unități tectonice aparținând atât zonei europene, cât și celei africane - situate în prezent la nord de Marea Mediterană.

În Carpații românești, de la limita Paleogenului - din timpul tectogenezei *laramice* - a început geneza primelor pânze ale flișului moldavidic, dezvoltat la est de flișul cretacic al pânzelor de Ceahlău și Severin, care aparțin Dacidelor Externe. Astfel, pânza de Teleajen și cea de Audia s-au cutat și s-au desprins fiecare de pe soclul ei primar, urmând ca într-o etapă ulterioară, să fie șariate spre est, deasupra unităților cu poziție externă.

Tot în domeniul tethysian, spre finalul Eocenului, în nordul bazinului Neotethys a început să se configureze un sector oceanic care se va izola treptat de bazinul mediteranean, prin interpunerea structurilor tectonice alpino - carpato - taurido - caucaziene, edificate începând din Cretacic; acest bazin va prezenta caracteristici paleoecologice distincte (marine, salmastre și uneori chiar lacustre) pe tot parcursul restului Neozoicului (*a se vedea Neogenul*). Cunoscut ca ***Paratethys***, acest domeniu marin intracontinental se întindea din estul Alpilor Orientali și Dinarici și până dincolo de Marea Aral, cuprinzând bazine care adesea au evoluat independent, izolate unele de celelalte: în zona sa centrală - bazinele Pannonic, Transilvan și Dacic, iar în cea estică - bazinele Euxinic și Aral-Caspic. Cronologia evoluției bazinului Paratethys este prezentată în Fig.VI.73. Domeniul incipient Proto-Paratethys a funcționat relativ unitar din punct de vedere geografic și faunistic în cursul Oligocenului, în paralel cu restrângerea spre sud a conexiunilor sale cu zona mediteraneeană. Astfel, salinitatea apelor sale a scăzut progresiv și au apărut pentru prima dată ecosis-

temele salmastre, împreună cu primele elemente de faună endemică (Olteanu & Jipa, 2006).

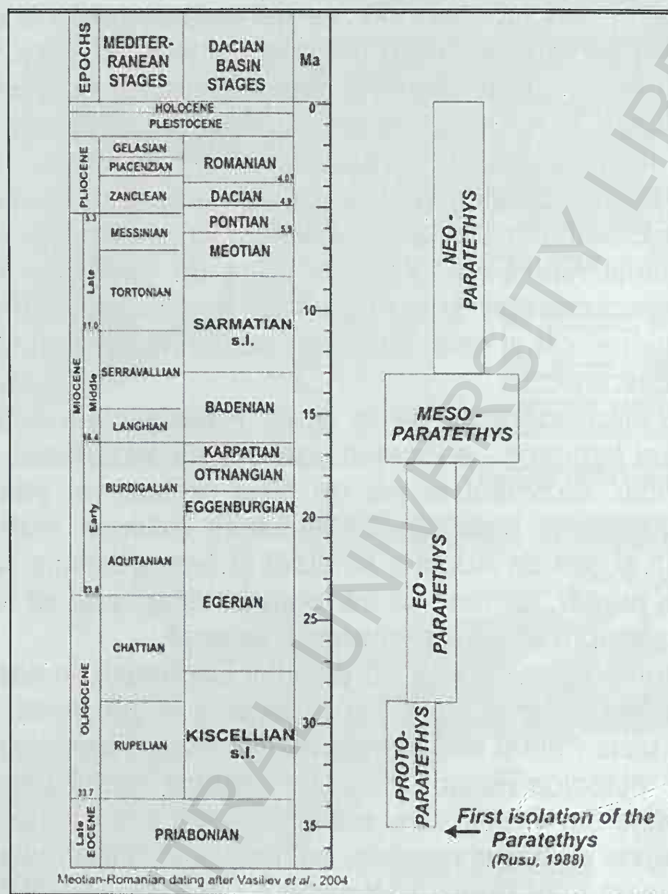


Fig.VI.73. Scara cronostratigrafică a intervalului Eocen - Pliocen, cu unitățile corespondente Bazinului Dacic și etapele evolutive ale domeniului ***Paratethys*** (Olteanu & Jipa, 2006).

În zona sud-asiatică a Oceanului Neotethys, blocul comun *India - Madagascar*, desprins de placa africană încă din Cretacicul Inferior și divizat definitiv la cca. 83 M.a. (Cretacic Superior), a lansat ulterior *India* în deplasare divergentă spre nord - nord - est, către Asia, cu viteze care au atins în Paleocen un maximum de aproximativ 18 cm/an (Torsvik & Cocks, 2017). Coliziunea acesteia cu blocul asiatic se pare că s-a realizat în două etape - conform unui model geodinamic mai recent (van Hinsbergen *et al.*, 2012) (Fig.IV.62):

(1) a avut loc mai întâi o primă coliziune, de amploare redusă, la cca. 52-50 M.a. (Eocen Inferior), prin consumarea progresivă în subducție a planșeului oceanic neotethysian interpus între marginea indiană și cea asiatică, fenomen reprezentat în actual de zona de sutură tectonică ***Indus-Tsangpo***; această sutură indică aducerea în contact a microcontinentului situat în nordul plăcii Indiei Mari, ale cărui formațiuni se regăsesc astăzi în zona numită ***Himalaya Tibetană*** (engl. *Tibetan Himalaya*) sau ***Himalaya Tethysiană*** (engl. *Tethys Himalaya*), cu formațiunile blocului ***Lhasa*** aparținând Asiei și care se regăsesc la nord de sutură;

(2) a urmat apoi subducția progresivă a crustei oceanice din bazinul nord-indian (engl. *Greater India Basin*) și în final, coliziunea propriu-zisă, masivă, a cratonului indian cu Asia, la cca. 23 M.a. (la limita Oligocen - Miocen), cu edificarea spre sud a lanțului median reprezentând ***Himalaya Înaltă*** (engl. *Greater Himalaya*) și a celui sudic extern, constituind ***Himalaya Joasă*** (engl. *Lesser Himalaya*). Această megacoliziune a avut un impact colosal asupra regiunii și asupra întregii plăci asiatice, conducând la fracturarea și tectonizarea acesteia, marcând-o cu nenumărate aliniamente active tectonic și seismic și în prezent.

În nord-estul blocului Africano-Arab, la cca. 31 M.a. (Oligocen Inferior), în regiunea Afar, a avut loc un eveniment magmatic bazaltic produs de un panaș mantelic de tip *hotspot*, care a avut o activitate susținută, până spre 26 M.a., generând platouri bazaltice extinse. Ulterior, a condus la fenomene de fisurare litosferică, determinând deschiderea Riftului Est-African (Fig.IV.13) și a Riftului Mării Roșii (Fig.IV.24-25), dezvoltarea acestuia din urmă determinând separarea Arabiei de Africa.

Clima Paleogenului a fost la început relativ caldă, astfel încât o floră tropicală cu palmieri se dezvolta în Groenlanda și Patagonia, iar la limita Paleocen - Eocen s-a înregistrat o încălzire semnificativă, cunoscută ca *Maximumul termic Paleocen - Eocen.* Clima a continuat să fie deosebit de caldă și umedă în prima parte a Eocenului, înregistrând mai multe valori de maximum cenozoic, nemaiîntâlnite ulterior. Ipoteze moderne explică această încălzire deosebită ca fiind determinată de o eliberare masivă de metan în atmosferă, ca urmare a destabilizării termice a hidraților de metan din sedimentele marine de pe planșeul oceanic (metanul CH_4

având un potențial de producere a efectului de seră net superior celui deținut de CO_2).

Pe tot parcursul restului epocii eocene, s-a manifestat un declin climatic progresiv, care a continuat și spre finalul perioadei, în Oligocen, precum și în perioadele următoare, în Neogen și Cuaternar. Răcirea accentuată de la limita Eocen - Oligocen se pare că nu a avut o cauză majoră, ci a fost atribuită unui concurs de evenimente, dintre care: 1) impactul meteoritic de amploare moderat-ridicată din zonele Chesapeake Bay (Virginia, S.U.A.) și Popigai (Siberia, Rusia) - petrecute la cca. 35 M.a.; 2) scăderea drastică a conținutului de CO_2 atmosferic - ipotetic realizată fie prin accelerarea alterării supergene a silicaților din rocile vulcanice expuse la suprafață (cu consum de CO_2), dar mai ales printr-o creștere a ratei de capturare (îngropare) a carbonului sub formă organică (Bowen & Zachos, 2010). În plus, stabilirea curentului oceanic circumantarctic la sfârșitul Eocenului și începutul Oligocenului a condus la izolarea blocului *Antarcticii* de apele oceanice mai calde de la nordul acesteia, favorizând astfel debutul formării calotei glaciare pe acest continent (37 M.a.) și contribuind progresiv la instalarea glaciației ulterioare, pleistocene.

Nivelul marin oscilant a determinat funcționarea intermitentă a unui "pod" continental în zona Bering, facilitând migrații sporadice ale faunelor continentale între Eurasia și America de Nord. Un minimum al nivelului marin s-a înregistrat în Paleocen, determinând expunerea subaeriană a extinselor platforme carbonatice dezvoltate în Cretacicul Superior și în general, a numeroase areale costiere, la nivelul planetei.

După șocul ecologic de la finalul Cretacicului, ale cărui consecințe s-au resimțit pe parcursul câtorva milioane de ani, începutul Paleocenului a însemnat o etapă de revenire, în cadrul căreia, prin dispariția genurilor și speciilor din diferite nișe ecologice mezozoice, s-a creat oportunitatea ocupării acestora de către populațiile supraviețuitoare, care au colonizat habitate noi, au evoluat și s-au diversificat rapid.

În domeniul marin, foraminiferele calcaroase planctonice, care cunoscuseră o perioadă de înflorire în Cretacic (au contribuit la formarea depozitelor de cretă), au fost puternic afectate de extincții la limita Cretacic - Paleogen, pentru ca ulterior, la începutul Paleocenului, să se rediversifice spectaculos.

Foraminiferele / *Foraminifera* au cunoscut o înlocuire semnificativă a speciilor cretacice cu cele paleogene în numai 1,5 M.a., astfel încât, acestea au devenit de departe cele mai importante fosile în documentarea biozonelor succesive utilizate în corelările stratigrafice ale întregii perioade paleogene: *Parvularugoglobigerina eugubina, Pseudohastigerina wilcoxensis, Hantkenina sp., Turborotalia cunialensis, Globigerina angulisuturalis etc.* Un loc important îl ocupă numuliții (Fam. *Nummulitidae*), reprezentați de genurile *Nummulites, Operculina, Assilina etc.*, care sunt fosile specifice pentru intervalul Paleocen - Oligocen (Fig.VI.74).



Fig.VI.74. Fosile și roci paleogene: (**A**) *Nummulites sp.*; (**B**) Calcar cu numuliți din Egipt, din care este construită (**C**) Piramida lui Kheops și alte construcții antice de pe Platoul Gizeh (www.google.com).

Practic, foraminiferele, diatomeele și dinoflagelatele au asigurat cea mai mare parte a productivității oceanice în această perioadă, iar alături de acestea au proliferat coralii, echinoideele (*Scutella, Echinolampas*), noi forme de bivalve, gasteropode și alte nevertebrate. După dispariția reptilienilor marini mari la finele Cretacicului, rolul lor ecologic a fost preluat de rechini și de mamiferele marine carnivore din grupul cetaceelor (= balenele) primitive carnivore. Cercetările moderne bazate pe probe moleculare (A.D.N.) indică faptul că cetaceele nu au legătură genetică nici cu marii

reptilieni marini mezozoici și nici cu peștii, ci au evoluat în cursul Eocenului (cca. 50 M.a.) dintr-un grup de mamifere terestre, care s-au readaptat mediului marin (40 M.a.); acestea sunt mamiferele ungulate (cu copite) aparținând Ord. *Artiodactyla* (= paricopitate) (*a se vedea mai jos*). Genurile de cetacee fosile primitive *Indohyus* și *Pakicetus* (Fig.VI.75.A) (considerate formele ancestrale terestre) indică prezența caracterelor artiodactylelor, în timp ce genul archaeocetid *Rhodocetus* (Fig.VI.75.B) are deja caractere comune celor două grupuri, cu o adaptare evidentă la mediul marin. Alături de aceste cetacee, tot din Eocen se cunosc și primele fosile de sireniide (dugongi, lamantini), pinnipede (foci, lei de mare, morse) și pinguini (*Waimanu manneringi*).



Fig.VI.75. Fosile eocene: (**A**) *Pakicetus* - gen ancestral de mamifere terestre artiodactyle, din care au evoluat cetaceele (balenele); (**B**) *Rhodocetus* - cetaceu primitiv care încă prezintă caractere specifice artiodactylelor, dar și adaptare la mediul marin (www.google.com).

Din Paleogen, faunele terestre au început să fie marcate în mod decisiv de radiația adaptativă a mamiferelor, care au rămas dominante până în prezent. Deși primele mamifere propriu-zise sunt cunoscute de aproximativ 200 M.a. (Triasic Superior), în cursul Mezozoicului acestea au avut o evoluție relativ lentă, fiind reprezentate de forme cu talie mică, de dimensiunile rozătoarelor.

Mamiferele (origine: lat. *mamma* = mamelă, sân; engl. *mammals*) (Regnul *Animalia*; Filum *Chordata*; Clasa ***Mammalia***) sunt vertebrate tetrapode endotermice, la care progeniturile se nasc în urma unei dezvoltări intrauterine complete sau parțiale și sunt hrănite cu lapte secretat de glandele mamare ale femelelor. În cadrul sistematicii clasice, mamiferele sunt grupate în:

- **Subclasa *PROTOTHERIA*** (origine: gr. *prōtos* = primul + *thērion* = animal sălbatic → primele animale) cuprinde grupul ***Monotremata*** - acestea sunt mamifere primitive, în majoritatea lor extincte, iar singurii reprezentanți actuali sunt: ornitorincul (engl. *platypus*) și echidna (engl. *echidna*), reprezentând singurele

mamifere actuale care produc ouă și progenitura este apoi hrănită cu laptele matern - se găsesc doar în Australia și Noua Guinee.

▪ **Subclasa *THERIIFORMES*** cuprinde toate celelalte mamifere, divizate în categoriile:

▫ ***METATHERIA*** (origine: gr. *meta* = schimbare + *thērion* = animal sălbatic → animale schimbate) cuprinde grupul ***Marsupialia*** - mamifere la care fetusul se dezvoltă intrauterin doar parțial, prin intermediul placentei (a nu se confunda cu placentarele eutheriene), iar după naștere, progenitura continuă să se dezvolte într-un pliu abdominal, numit marsupiu (origine: lat. *marsupium*); acestea sunt prezente astăzi în Australia - Noua Guinee - Tasmania (Ord. ***Diprotodontia***): cangurul (engl. *kangaroo*), koala (engl. *koala*), wombatul (engl. *wombat*), diavolul tasmanian (engl. *Tasmanian devil*) *etc.* și în America de Sud și de Nord (Ord. ***Didelphimorphia***): opossumul (engl. *opossum*) și altele. Pe lângă marsupiale, Infraclasa *Metatheria* mai cuprinde și o serie întreagă de grupuri de mamifere non-marsupiale extincte, care, ca și marsupialele, prezintă unele caracteristici ale dentiției și scheletului, care le diferențiază de mamiferele eutheriene.

▫ ***EUTHERIA*** (origine: gr. *eu* = adevărat, bun + *thērion* = animal sălbatic → animale adevărate) cuprinde grupul ***Placentalia*** - mamiferele adevărate, la care, în timpul gestației, fetusul se dezvoltă complet intrauterin, prin intermediul placentei. Mamiferele eutheriene includ următoarele ordine principale:

Rozătoarele / *Rodentia* (origine: lat. *rodere* = a roade; engl. *rodents*) (Regnul *Animalia*; Filum *Chordata*; Clasa *Mammalia*; Ord. ***Rodentia***) - cuprind: șoarecii (engl. *mice*), șobolanii (engl. *rats*), veverițele (engl. *squirrels*), câinii de preerie (engl. *prairie dogs*), castorii (engl. *beavers*), cobaii (engl. *Guinea pigs*), capybara (engl. *capybaras*) *etc.*

Chiropterele / *Chiroptera* (origine: gr. *cheiros* = mână + *pteron* = aripă; engl. *bats*) (Regnul *Animalia*; Filum *Chordata*; Clasa *Mammalia*; Ord. ***Chiroptera***) - cuprind: liliecii (engl. *bats*) și vulpile zburătoare (engl. *flying foxes*). Sunt singurele mamifere capabile de zbor activ, la care, aripile sunt constituite dintr-o extensie a pielii abdominale (= patagium), care unește degetele alungite între ele și cu lateralele corpului; se deplasează cu ajutorul ecolocației.

Soricomorfele / *Soricomorpha* (origine: lat. *soricium* = șoarece + gr. *morphē* = formă → animale asemănătoare rozătoarelor; engl. *shrews*) (Regnul *Animalia*; Filum *Chordata*; Clasa *Mammalia*; Ord. ***Soricomorpha***) - cuprind: chițcanii (engl. *shrews*) (*Soricidae*) și cârtițele (engl. *moles*) (*Talpidae*).

Lagomorfele / *Lagomorpha* (origine: gr. *lagos* = iepure + *morphē* = formă) (Regnul *Animalia*; Filum *Chordata*; Clasa *Mammalia*; Ord. ***Lagomorpha***) - cuprind: iepurii (engl. *hares*).

Imparicopitatele / *Perissodactyla* (origine: gr. *perissos* = impar + *dáktylos* = deget → număr impar de degete / copite; engl. *odd-toed ungulates*) (Regnul *Animalia*; Filum *Chordata*; Clasa *Mammalia*; Ord. ***Perissodactyla***) - cuprind mamifere ungulate nerumegătoate cu un număr impar de degete (copite): 1) Fam. *Equidae*: caii (engl. *horses*), măgarii (engl. *asses*), zebrele (engl. *zebras*); 2) Fam. *Tapiridae*: tapirii (engl. *tapirs*); 3) Fam. *Rhinocerotidae*: rinocerii (engl. *rhinoceroses*).

Paricopitatele / *Artiodactyla* (origine: gr. *ártios* = par + *dáktylos* = deget → număr par de degete / copite; engl. *even-toed ungulates*) (Regnul *Animalia*; Filum *Chordata*; Clasa *Mammalia*; Ord. ***Artiodactyla***) - cuprind mamifere ungulate rumegătoare, cu un număr par de degete (copite): 1) Subord. *Tylopoda*, cu 1.1) Fam. *Camelidae*: cămilele (engl. *camels*), lamele (engl. *llamas*), alpaca (engl. *alpacas*), vicuña (engl. *vicuñas*) și guanaco (engl. *guanacos*); 2) Subord. *Suina*, cu 2.1) Fam. *Suidae*: porcii (engl. *pigs*), facocerii (engl. *phacocers*), babirusele

(engl. *babirusas*); 2.2) Fam. *Tayasuidae*: peccarii (engl. *peccaries*); 3) Infraord. *Ancodonta*: 3.1) Fam *Hippopotamidae*: hipopotamii (engl. *hippos*); 4) Subord. *Ruminantia* (= rumegătoarele): Infraord. *Pecora* cu 4.1) Fam. *Giraffidae*: girafele (engl. *giraffes*) și okapi (engl. *okapis*); 4.2) Fam. *Cervidae*: cerbii (engl. *deer*), cerbii lopătari (engl. *fallow deer*), elanii (engl. *mooses / elks*), renii (engl. *reindeer / caribous*) *etc.*; 4.3) Fam. *Bovidae*: bovinele (engl. *cattle*), ovinele (engl. *sheep*), caprinele (engl. *goats*), antilopele (engl. *antelopes*), gazelele (engl. *gazelles*), bizonii (engl. *American bisons / buffalos*), bubalinele (engl. *water buffalos*), bourii (engl. *aurochs*), zimbrii (engl. *European bisons / wisents*), boii moscat (engl. *muskoxen*), yacii (engl. *yaks*) *etc.*

Cetaceele / *Cetacea* (origine: lat. *cetus* = balenă / gr. *kētos* = pește uriaș; engl. *cetaceans*) (Regnul *Animalia*; Filum *Chordata*; Clasa *Mammalia*; Ord. ***Cetacea***) - cuprind mamifere marine: balenele (engl. *whales*) și delfinii (engl. *dolphins*). Deoarece analizele moleculare moderne (A.D.N.) au arătat o ascendență comună a cetaceelor și a mamiferelor terestre paricopitate (artiodactyle), în sistematica modernă există tendința de a reuni aceste două grupuri într-unul singur: ***Cetartiodactyla***; astfel, balenele și delfinii au drept cele mai apropiate "rude" genetice hipopotamii, cămilele, porcii și rumegătoarele.

Sireniidele / *Sirenia* (origine: gr. *seiren* = sirenă; engl. *sirenians*) (Regnul *Animalia*; Filum *Chordata*; Clasa *Mammalia*; Ord. ***Sirenia***) - cuprind mamifere marine: dugongii (engl. *dugongs*) și lamantinii (engl. *manatees / sea cows*).

Carnivorele / *Carnivora* (origine: lat. *carn-* = carne + *vorare* = a devora; engl. *carnivorans*) (Regnul *Animalia*; Filum *Chordata*; Clasa *Mammalia*; Ord. ***Carnivora***) - cuprind: 1) Fam. *Felidae*: tigrii (engl. *tigers*), leii (engl. *lions*), leoparzii (engl. *leopards*), jaguarii (engl. *jaguars*), pisicile (engl. *cats*) *etc.*; 2) Fam. *Hyaenidae*: hienele (engl. *hyaenas*) și lupii de pământ (engl. *aardwolves*); 3) Fam. *Herpestidae*: mangustele (engl. *mongooses*); 4) Fam. *Canidae*: câinii (engl. *dogs*), lupii (engl. *wolves*), șacalii (engl. *jackals*), dingo (engl. *dingoes*), vulpile (engl. *foxes*); 5) Fam. *Ursidae*: urșii (engl. *bears*); 6) Fam. *Mustelidae*: nevăstuicile (engl. *weasels*), bursucii (engl. *badgers*), jderii (engl. *martens*), glutonii (engl. *wolverines*), dihorii (engl. *ferrets*), vidrele (engl. *otters*) *etc.* Superfam. *Pinnipedia*: Fam. *Phocidae*: focile (engl. *seals*); Fam. *Otariidae*: leii de mare (= otariile) (engl. *sea lions / eared seals*); Fam. *Odobenidae*: morsele (engl. *walruses*) *etc.*

Xenartrele / *Xenarthra* (origine: gr. *xenos* = străin, diferit + *arthros* = articulații → articulații speciale, datorită diferenței față de celelalte mamifere; engl. *xenarthrans*) (Regnul *Animalia*; Filum *Chordata*; Clasa *Mammalia*; Superord. ***Xenarthra***) cuprinde: 1) Ord. *Cingulata*: glyptodonții (engl. *glyptodonts*), armadillo (engl. *armadillos*); 2) Ord. *Pilosa*: leneșii (engl. *sloths*), pangolinii (engl. *pangolins*), furnicarii (engl. *anteaters*).

Proboscidienii / *Proboscidea* (origine: lat. *proboscis* = apendice prelungit, situat la capul unui animal; engl. *proboscideans*) (Regnul *Animalia*; Filum *Chordata*; Clasa *Mammalia*; Ord. ***Proboscidea***) - cuprind: elefanții (engl. *elephants*) și predecesorii acestora.

Primatele / *Primates* (origine: lat. *primas, -atis* = pe primul loc; engl *primates*) (Regnul *Animalia*; Filum *Chordata*; Clasa *Mammalia*; Ord. ***Primates***) - cuprind: maimuțele (engl. *monkeys / apes*), oamenii și predecesorii acestora (*a se vedea mai jos, Neogenul*).

Înainte de finalul Cretacicului, mamiferele erau deja separate în eutherieni și metatherieni (marsupiale), iar izolarea acestora din urmă pe continentul australian în urma fracturării *PANGAEEI*, a

facilitat radiația lor adaptativă progresivă, în lipsa concurenței altor grupuri de mamifere. Pe celelalte blocuri continentale, după dispariția dinosaurienilor non-avieni, mamiferele s-au dezvoltat rapid, ocupând habitatele variate specifice anterior acestora și migrând apoi masiv prin intermediul conexiunilor continentale. La începutul Paleocenului, mamiferele încă erau de talie mică, nocturne și de tip insectivor și omnivor, pentru ca ulterior, să se dezvolte primele carnivore, între care, mesonychidele (Ord. *Mesonychia*) - mamifere ungulate carnivore cu aspect canid ("lupi cu copite"), care au devenit prădătorii tereștri dominanți în cursul Paleocenului și Eocenului; de asemenea, au apărut forme primitive de carnivore felide, canide, mustelide *etc.* Din Paleocen - Eocen datează primele fosile de elefanți primitivi (*Eritherium*, *Moeritherium*), iar încălzirea eocenă a condus și la proliferarea altor grupuri de erbivore, precum mamiferele ungulate primitive paricopitate (rumegătoarele) și imparicopitate: equide / cai (*Eohippus, Mesohippus*) și brontotheriide (*Brontotherium, Megacerops*).

Precursorii primatelor, apăruți încă din Cretacic, au produs în Paleocen forme primitive care se asemănau îndeaproape cu rozătoarele arboricole (*Plesiadapis*) (Fig.VI.76.A), pentru ca ulterior să se dezvolte și să se diversifice în cursul Eocenului: *Altiatlasius*, *Cantius, Altanius, Darwinius* (Fig.VI.76.B), *Adapis*. Spre finalul Paleogenului, în Oligocen, fosilele de *Rukwapithecus* (Fig.VI.76.C), descoperite în Tanzania (Stevens *et al.*, 2013) indică separarea mai timpurie (la cca. 30-25 M.a.) decât s-a considerat anterior a primatelor în cele două grupuri divergente: (a) maimuțele cercopitecide și (b) hominoidele (a *se vedea Neogenul*).

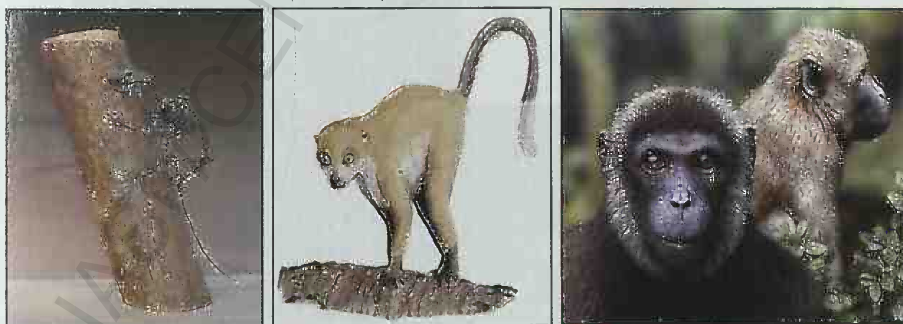


Fig.VI.76. Primate paleogene primitive: (**A**) *Plesiadapis cookei*; (**B**) *Darwinius sp.* - reconstituire artistică; (**C**) *Rukwapithecus* - reconstituire artistică (www.google.com).

Reptilele supraviețuitoare extincției dinosaurienilor, în general de dimensiuni mult mai mici, s-au dezvoltat în locul acestora, ocupând în special habitatele acvatice terestre, dar și marine: crocodilienii, țestoasele, șopârlele și șerpii. Climatul foarte cald a favorizat diversificarea acestor organisme poikilotermice ("cu sânge rece"), pitonii având o dezvoltare deosebită: *Titanoboa* a fost cel mai mare șarpe constrictor care a trăit pe glob până în actual (Fig.VI.77).



Fig.VI.77. Fosile de reptile paleocene: (**A**) *Titanoboa cerrejonensis* - specie de piton gigantic (12-15m lungime, 1m diametru, 1000-1140 kg) descoperită în 2009 în depozitele de cărbuni bituminoși ale Formațiunii Cerrejón, din Pen. Guajira, Columbia; (**B**) reconstituire 3D în mărime naturală (S.U.A.) (www.google.com).

În Eocen au apărut primele mamifere zburătoare - liliecii (*Icaronycteris index*) (Fig.VI.78.A), iar insectele au proliferat în mod deosebit, odată cu încălzirea eocenă, unele dintre acestea conservându-se perfect în chihlimbarul (engl. *amber*) de această vârstă din zona baltică, dominicană, asiatică (Poinar, 1992) (Fig.VI.78. B,C).



Fig.VI.78. Fosile eocene: (**A**) *Icaronycteris index* - liliac primitiv; (**B**) și (**C**) Insecte conservate în depozite de chihlimbar de vârstă eocenă, din zona baltică (www.google.com).

La limita Eocen - Oligocen, răcirea semnificativă a climei a atras după sine o serie de extincții importante (chiar dacă nu de anvergura celei de la finalul erei cretacice), iar ulterior, a avut loc o reconfigurare și o diversificare a faunelor oligocene. Astfel, unul dintre grupurile vechi de mamifere - multituberculatele - a intrat în declin și a dispărut la sfârșitul Eocenului, locul acestora fiind preluat de rozătoarele cu caractere moderne, care ulterior au proliferat, ajungând cele mai răspândite și adaptate mamifere actuale. De asemenea, a dispărut o serie de primate primitive și unele grupuri de erbivore și carnivore primitive (atât terestre, cât și marine - cetaceele primitive carnivore).

În cadrul ordinului imparicopitatelor, grupul equidelor a înregistrat dispariția cailor din Eurasia, însă aceștia au supraviețuit în America de Nord, unde linia lor evolutivă poate fi urmărită în continuare în Miocen - Pliocen; de asemenea, rhinocerotidele primitive (hyracodontidele) au atins dimensiunile maxime cunoscute până în prezent (*Paraceratherium* a fost unul dintre cele mai mari mamifere terestre: 7,5m lungime și 15-20t). Paricopitatele au cunoscut o perioadă de mare diversificare, depășind numeric imparicopitatele.

În grupul primatelor, un fapt notabil în cursul Oligocenului este apariția genurilor moderne, cu aspectul și foarte probabil și comportamentul maimuțelor moderne, care constituie precursorii antropoidelor actuale și ai omului (grupul *Catarrhini*): *Apidium*, *Parapithecus* = *Aegyptopithecus, Propliopithecus* (Fig.VI.79).



Fig.VI.79. Primate oligocene: (**A**) *Apidium sp.* - reconstituire artistică; (**B**) *Propliopithecus sp.* - reconstituire artistică (www.google.com).

Flora paleogenă a fost marcată de dominația angiospermelor (plantele superioare cu flori), care au înlocuit cycadele și ferigile din etajul de vegetație inferior și apoi coniferele din etajul superior. Aproximativ jumătate dintre genurile plantelor cu flori cunoscute astăzi erau apărute până la începutul Oligocenului. Ultimul grup de plante care a evoluat a fost vegetația ierboasă, care însă era la început restrânsă în zonele umede din apropierea râurilor și lacurilor și doar spre finalul Oligocenului a constituit ecosistemele dominate de suprafețele extinse ale savanelor și preeriilor.

B. NEOGENUL (23-2,58 M.a.) → durata: 20 M.a.

Neogenul (origine: gr. *neos* = nou + *gennan* = geneză; engl. *Neogene*) este a doua perioadă a Neozoicului și constituie etapa în care activitatea tectonică a condus la desăvârșirea structurilor alpine, clima a urmat tendința de răcire generală imprimată de la finalul Eocenului, iar flora și fauna s-au apropiat de caracterele actuale. Neogenul este subdivizat în două epoci (↑): **Miocen** (23-5,3 M.a.) și **Pliocen** (5,3-2,58 M.a.) - denumiri introduse de către geologul britanic **Charles Lyell** (1797-1875) în 1830. (*Pentru subdiviziunile Neogenului, a se vedea Fig.VI.66*). Reconstrucția paleogeografică a timpurilor miocene este prezentată în Fig.VI.80 și indică un aspect modern al continentelor, care au continuat să se deplaseze către configurația geografică actuală.

În domeniul paleogeografic oceanic, Oceanul Pacific era în continuare dominat de imensa placă *Pacifică*, iar în estul acesteia, placa *Farallon* s-a fracturat la cca. 23 M.a. (începutul Miocenului), formând microplăcile *Cocos* și *Nazca*, existente și în actual. În urma acestei divizări, direcția de convergență sud-americană s-a modificat, de la una nord-estică a plăcii *Farallon* în ansamblul său, la una strict estică a plăcii *Nazca*, în timp ce marea placă a *Americii de Sud* și-a continuat mișcarea lentă spre vest. Prin urmare, marginea andină a înregistrat o convergență ortogonală, în locul celei oblice anterioare, ceea ce a condus la o creștere a vitezei de subducție a plăcii *Nazca*, care a atins valori de 13 cm/an în cursul Miocenului Inferior. Spre sud, la cca. 14 M.a., sub placa *Americii de Sud*, a început să intre în subducție și placa *Antarcticii*, antrenând în acest proces și dorsala Chile, situată între aceasta din urmă și placa *Nazca* (este singurul caz actual de dorsală care coboară frontal în subducție într-o fosă oceanică).

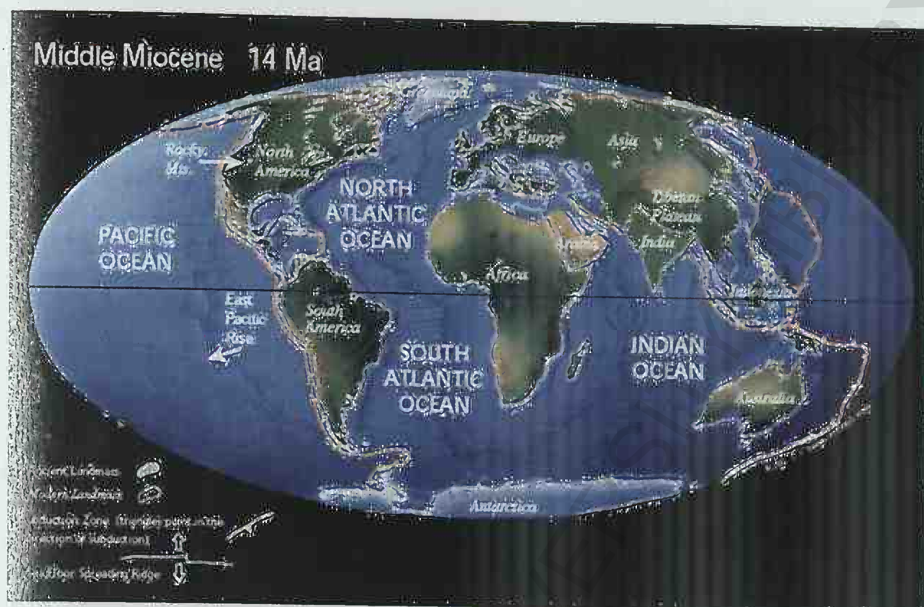


Fig.VI.80. Reconstrucție paleogeografică a **Miocenului Mediu**: aspectul continentelor începe să se apropie de cel actual - *Africa, America de Nord* și *de Sud* au configurații moderne, în timp ce *Asia* prezintă zone invadate de mare, iar sudul *Europei* încă nu este configurat; *Antarctica* este deja acoperită de gheață, iar în emisfera nordică începe dezvoltarea calotei glaciare arctice (http://www.scotese.com/miocene.htm).

Oceanul Atlantic și-a continuat expansiunea din lungul riftului oceanic aferent segmentelor nordic, central și sudic, iar asociat celui central, a avut loc subducția (începută încă din Eocen) a crustei atlantice aparținând plăcilor *Americii de Sud* și *de Nord*, sub placa *Caraibelor*, de-a lungul fosei Antilelor Mici (Boschman *et al.*, 2014), cu producerea vulcanismului de subducție aferent, generator al insulelor vulcanice din arcul antilez (Fig.IV.49).

În domeniul tethysian, Marea Mediterană a început să prezinte o configurație apropiată de cea actuală prin continuarea închiderii Tethysului Alpin. Extremitatea mediteraneeană vestică a fost marcată în Miocen de formarea centurii orogene Betice (Pen. Iberică - Majorca) - Rif (Maroc) - Tell (Algeria) - Apennini (Italia), aceste structuri orogene reprezentând resturile marginilor iberică, africană și adriatică, deformate prin cutare și șariaj. În jurul Mării Alborán (Fig.VI.81), în poziție externă față de centura Betică - Rif (în zona Arcului Gibraltar), se află depozite sedimentare marine de vârstă miocen superioară, care indică poziția aproximativă a coridoarelor submarine pre-Gibraltar care asigurau conexiunea bazinului mediteranean cu cel atlantic. Procesele tectonice complexe din această

zonă au determinat începând de la cca. 10 M.a. (Tortonian) acumularea progresivă în estul Atlanticului, la sud de Golful Cadiz, a unei prisme de acreție de mari dimensiuni care a produs închiderea acestor conexiuni oceanice spre 6 M.a. Restricționarea progresivă a circulației oceanice, asociată cu caracteristicile climatice deosebite (ariditate → evaporare intensă) au condus la modificări esențiale de mediu, care au culminat cu așa-numita ”Criză de salinitate messiniană” (engl. *Messinian Salinity Crisis*), care a durat cu intermitențe aproximativ jumătate de milion de ani (5,9-5,3 M.a.), spre finalul Messinianului.

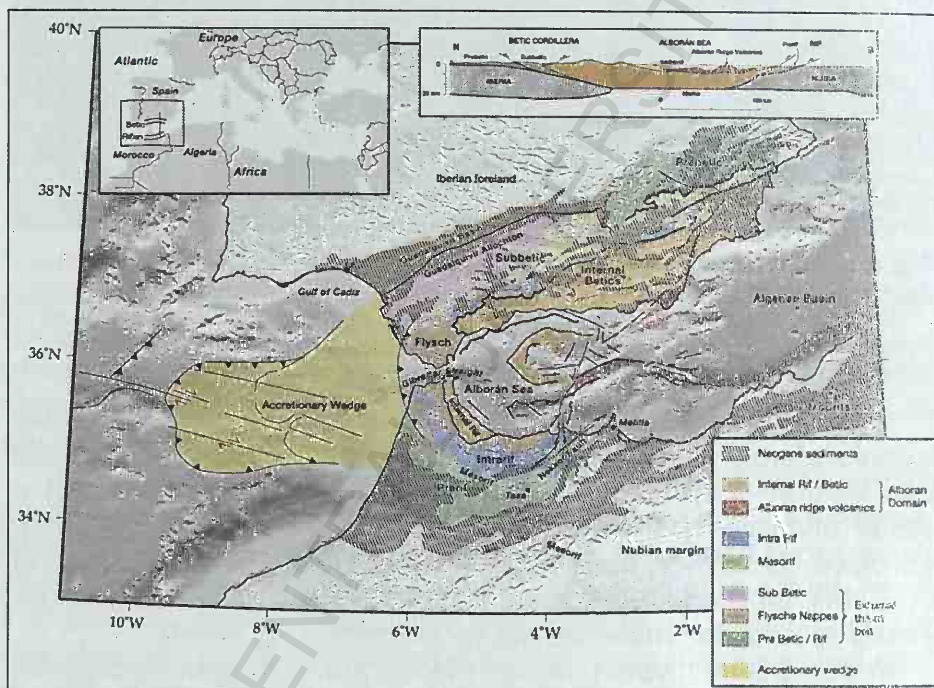


Fig.VI.81. Extremitatea vestică a Tethysului Alpin: ***Bazinul Alborán***, flancat de structurile orogene ale **centurii Betice (sudul *Iberiei*) - Rif (nordul *Africii*)**; zonele hașurate reprezintă depozitele sedimentare marine miocen superioare, care aproximează poziția coridoarelor submarine pre-Gibraltar care asigurau conexiunea Mediteranei cu Atlanticul; în estul Atlanticului este figurată prisma de acreție care a provocat închiderea conexiunii atlantico-mediteraneene, la cca. 10 M.a. (Flecker *et al.*, 2015).

Nivelul apelor Mediteranei a scăzut drastic, aceasta reducându-se la niște lacuri hipersaline de mici dimensiuni, cu precipitarea unor depozite evaporitice (gips, anhidrit, halit *etc.*) masive, cu grosimi de 3.000-5.000m, care se regăsesc astăzi în planșeul Mării Mediterane. Spre finalul acestei perioade, cunoscută ca stadiul de

"mare - lac" (it. *Lago Mare*), s-au înregistrat fluctuații de salinitate, de la condiții salmastre la hipersaline, determinate de alimentări episodice prin conexiunile cu bazinul Paratethys. La începutul Pliocenului, la cca. 5,3 M.a., s-a produs perforarea Strâmtorii Gibraltar, iar bazinul mediteraneean s-a reumplut cu ape oceanice într-un interval relativ scurt, redevenind parte a circulației oceanice planetare - chiar dacă încă își menține și în prezent o salinitate mai ridicată (38 g/l) decât cea medie a oceanului planetar (35 g/l).

În cursul Neogenului, în domeniul tethysian aferent Alpilor a început să se diminueze și ulterior s-a stopat subducția spre sud a marginii europene sub cea adriatică. În vestul Alpilor, subșariajul a continuat lent, însă în zona estică a acestora, polaritatea orogenetică s-a inversat, iar blocul *Adria* a intrat într-un proces de subșariaj dedesubtul Alpilor Orientali, generând centura Alpilor Sudici, de-a lungul *Liniei Periadriatice* (a se vedea mai jos Fig.VI.86).

În cadrul Carpaților românești, în timpul fazelor tectogenetice styrice (Burdigalian - Badenian) și moldavice (Sarmațian), s-au edificat pânzele estice ale flișului moldavidic (Tarcău și Vrancea) și cea a molasei carpatice. Existența planelor de consum a scoarței a generat un magmatism calco-alcalin de vârstă neogenă (prelungit local și în Pleistocen), în cadrul căruia, remarcabilă este structura lanțului vulcanic situat în vestul Carpaților Orientali.

Extins în zonele Oaș - Gutâi, Țibleș - Bârgău și până în Călimani - Gurghiu - Harghita, lanțul vulcanic est-carpatic reprezintă rezultatul proceselor tectonice complexe de subducție, coliziune, post-coliziune și extensie (Szabó *et al.*, 1992; Mason *et al.*, 1998; Seghedi *et al.*, 2004, 2005; Pécskay *et al.*, 2006, 2009; Tischler *et al.*, 2007). Magmatismul neogen a fost caracterizat de manifestări eruptive și de asemenea, subvulcanice (hipoabisale), derulate în general în intervalul Badenian - Romanian, menținându-se local până în Pleistocen. Principalele produse de erupție sunt reprezentate de o serie întreagă de tipuri de andezite, asociate și cu produse mai acide (riolite, dacite), dar și cu produse bazice, de tip bazaltic, care au încheiat etapa vulcanică târzie, în Pleistocen. ***Andezitele*** cantonează importante mineralizații de aur și argint nativ, sulfuri polimetalice *etc.*, în special în sectorul nordic al lanțului vulcanic (Zona Baia Mare) (Fig.VI.82).

De asemenea, în zonele depresionare importante, precum cele intracarpatice și bazinul Transilvaniei, s-au dezvoltat faciesuri sedimentare un caracter molasic, cu depozite acumulate în special în intervalul Miocen-Pliocen.

În timpul Miocenului, în bazinele cu caracter molasic s-au acumulat zăcăminte de săruri evaporitice, cea mai importantă dintre acestea fiind sarea gemă (halitul, NaCl) (Fig.VI.83). Depozitele de sare care se regăsesc la nivelul Burdigalianului Inferior (cca. 20 M.a.) în zona extracarpatică, s-au acumulat inițial în

zona de avanfosă a Carpaților, iar ulterior, au fost încorporate sistemului de pânze tectonice al acestora. Depozitele de la nivelul Badenianului Mediu (cca. 13 M.a.) se extind inclusiv în zona Bazinului Transilvaniei și mai spre nord-vest, în estul Slovaciei.

Cercetarea acumulărilor de sare românești a devenit cunoscută comunității academice și inginerești internaționale încă de la începutul secolului XX, prin studiile realizate de către geologul român **Ludovic Mrazec** (1867-1944), care a definit pentru prima dată fenomenul de diapirism (origine: gr. *diapeirein* = a străpunge stratele de deasupra; engl. *diapirism*) ca fiind generat de comportamentul plastic al nucleului de sare al unor cute anticlinale (Mrazec & Teisseyre, 1902; Mrazec, 1907; 1910, 1926). Mrazec a identificat sistemele diapire ca structuri favorabile acumulărilor de hidrocarburi, contribuind astfel la progresul bazei conceptuale a explorării petroliere; a explicat formarea petrolului din materie organică; a elaborat o hartă geologică a României utilizată în domeniul petrolier și a avut numeroase contribuții în diverse domenii privind geologia, explorarea și exploatarea diferitelor zăcăminte din țară; a fost primul președinte al Societății Geologice a României și președinte al Academiei Române (1932-1935).



Fig.VI.82. Roci și minerale din *Zona Baia Mare*: (**A**) Andezit de Seini; (**B**) Stibină (Sb_2S_3) și baritină ($BaSO_4$); (**C**) Aur nativ (Au) și blendă (ZnS) (Muzeul de Mineralogie Baia Mare, http://www.muzeuminbm.ro/exponate.php?page=1).

În bazinul *PARATETHYS*, Miocenul Inferior a fost de natură marină, ca o consecință a restabilirii legăturilor cu Marea Mediterană, însă din Sarmațian, toate conexiunile s-au închis, iar domeniul a devenit progresiv salmastru - facies care a continuat să fie caracteristic cu intermitențe în timpul următoarelor milioane de ani (Fig.VI.84,85). Începând cu această etapă, bazinul Mediteranei și bazinul *PARATETHYS*, devenit cel mai extins bazin salmastru din istoria geologică a Europei, au evoluat separat, cu faune diferite și, în consecință, cu scări biostratigrafice distincte și dificil de corelat.

În extremitatea sud-estică a *NEOTETHYSULUI*, *India* și-a continuat interacțiunea cu *Eurasia*, prin coliziunea masivă a cratonului indian propriu-zis cu placa asiatică, la cca. 23 M.a. (la limita Paleogen - Neogen). Șocul impactului s-a propagat în interiorul Asiei, conducând la ridicarea Munților Tian-Shan și Altai, fenomen conti-

nuat și în actual. Nord-estul african a fost marcat de coliziunea blocului *Arabiei* cu *Eurasia*, proces compresiv început de la cca. 20 M.a. (unele modele indică o inițiere la cca. 35 M.a.). Aliniamentul de convergență este reprezentat de linia de sutură Bitlis - Zagros (Fig.IV.24), în lungul căreia, centura orogenă Zagros (astăzi în Iran) este activă în continuare.

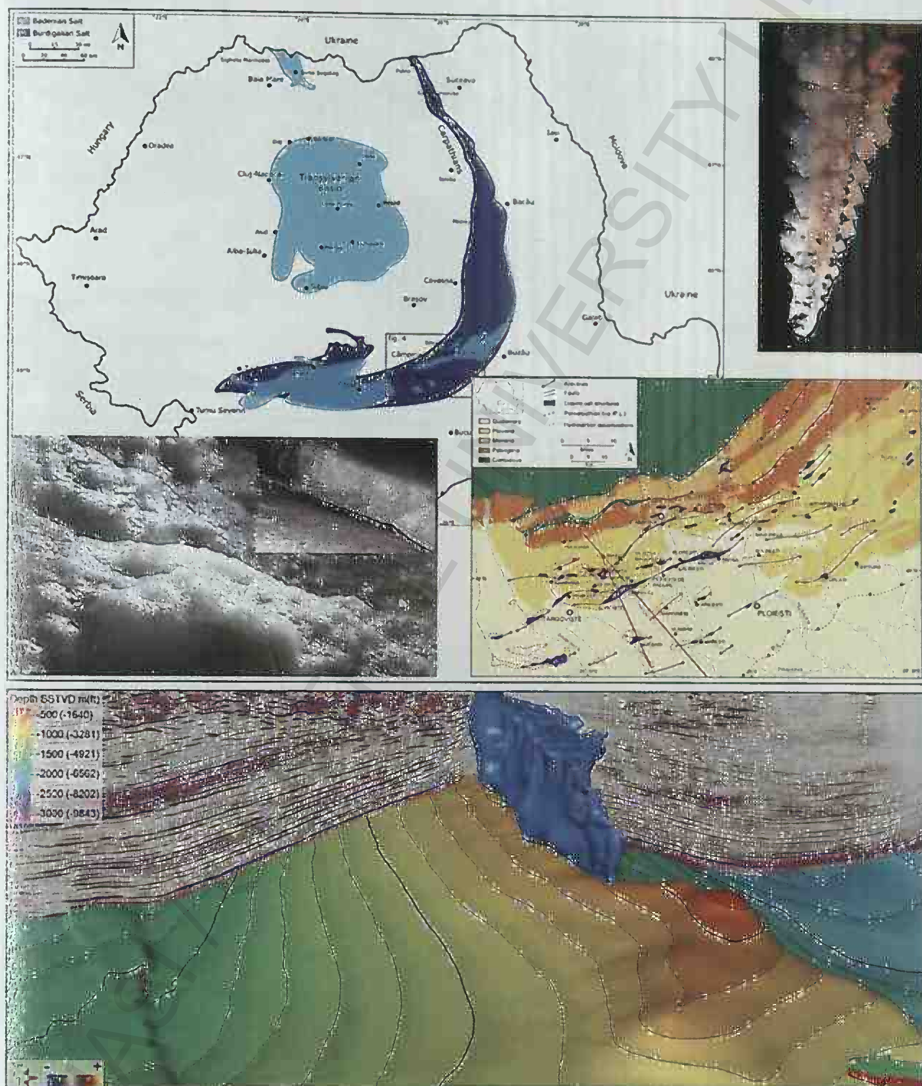


Fig.VI.83. Depozite de sare din România: (**A**) Harta distribuției depozitelor de sare burdigaliene (albastru închis) - cca. 20 M.a. și badeniene (bleu) - cca. 13 M.a.; (**B**) Harta geologică a zonei cutelor diapire; (**C**) Simulare 3D pe baza profillului seismic al zonei diapirului de sare de la **Moreni** (jud. Dâmbovița) (bleu) (Tămaș *et al.*, 2018).

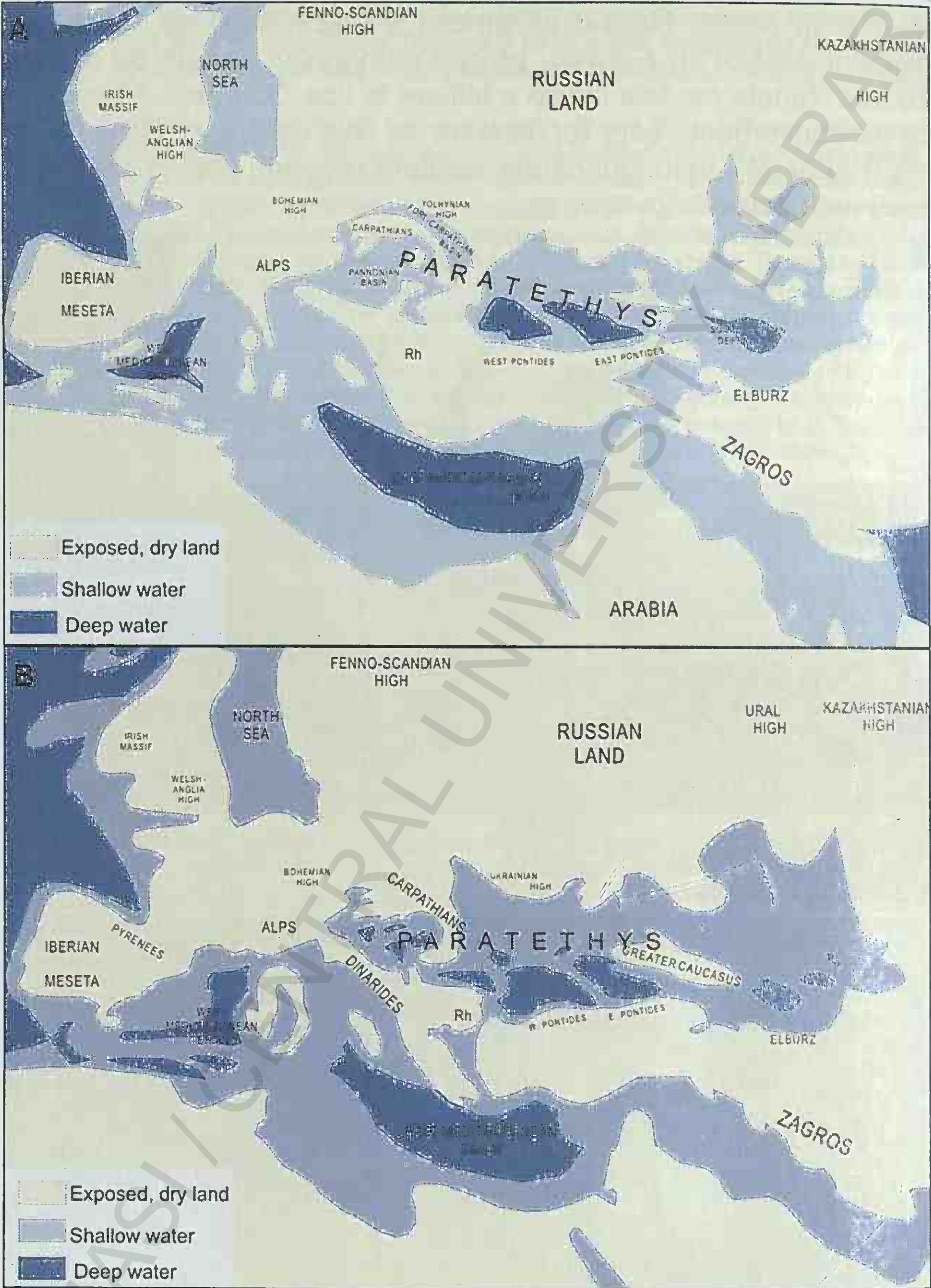


Fig.VI.84. *PARATETHYS*: (**A**) Badenian Inferior; (**B**) Sarmațian (Olteanu & Jipa, 2006; din Popov *et al.*, 2004).

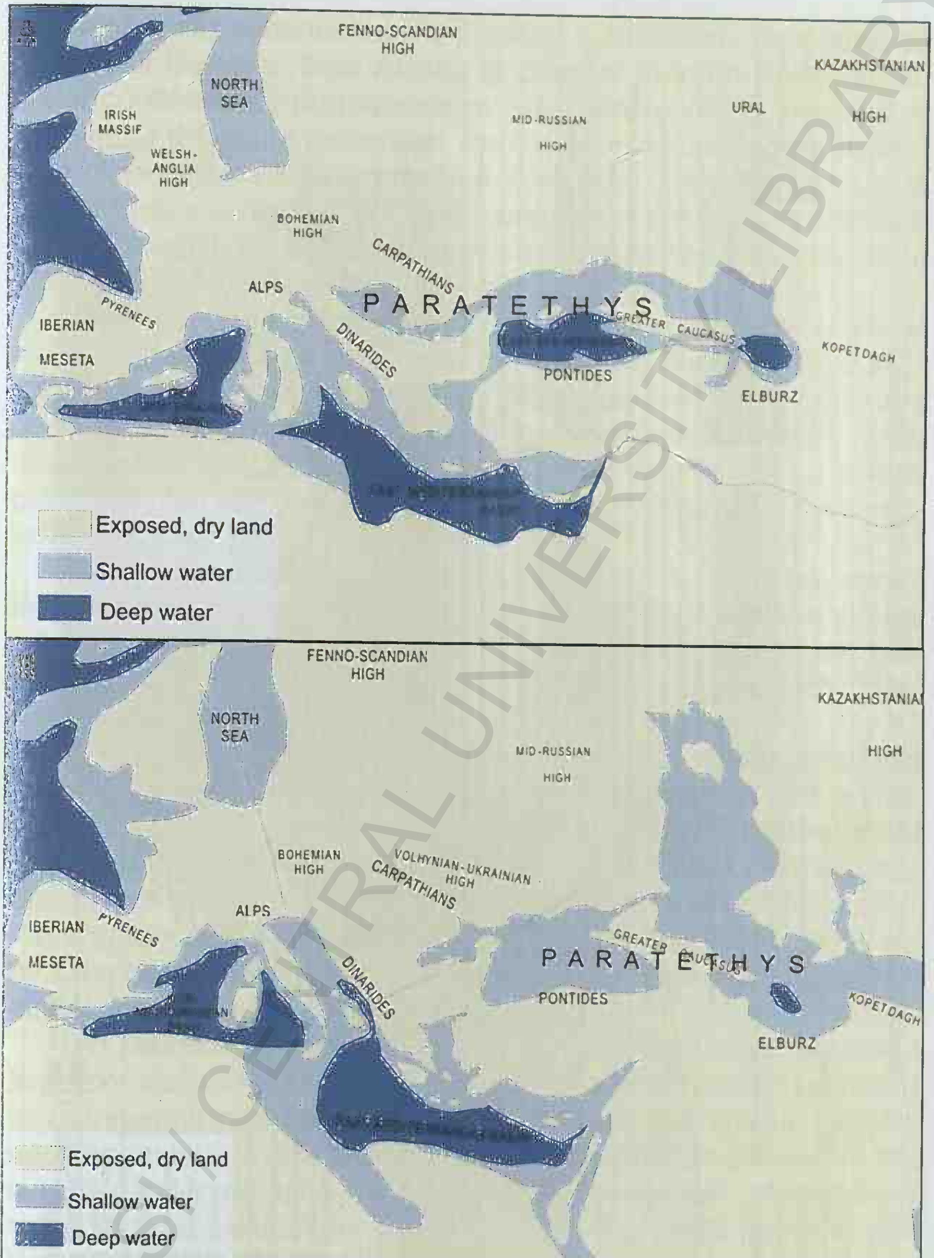


Fig.VI.85. *PARATETHYS*: (**A**) Meoțian; (**B**) Romanian Superior (Olteanu & Jipa, 2006; din Popov *et al.*, 2004).

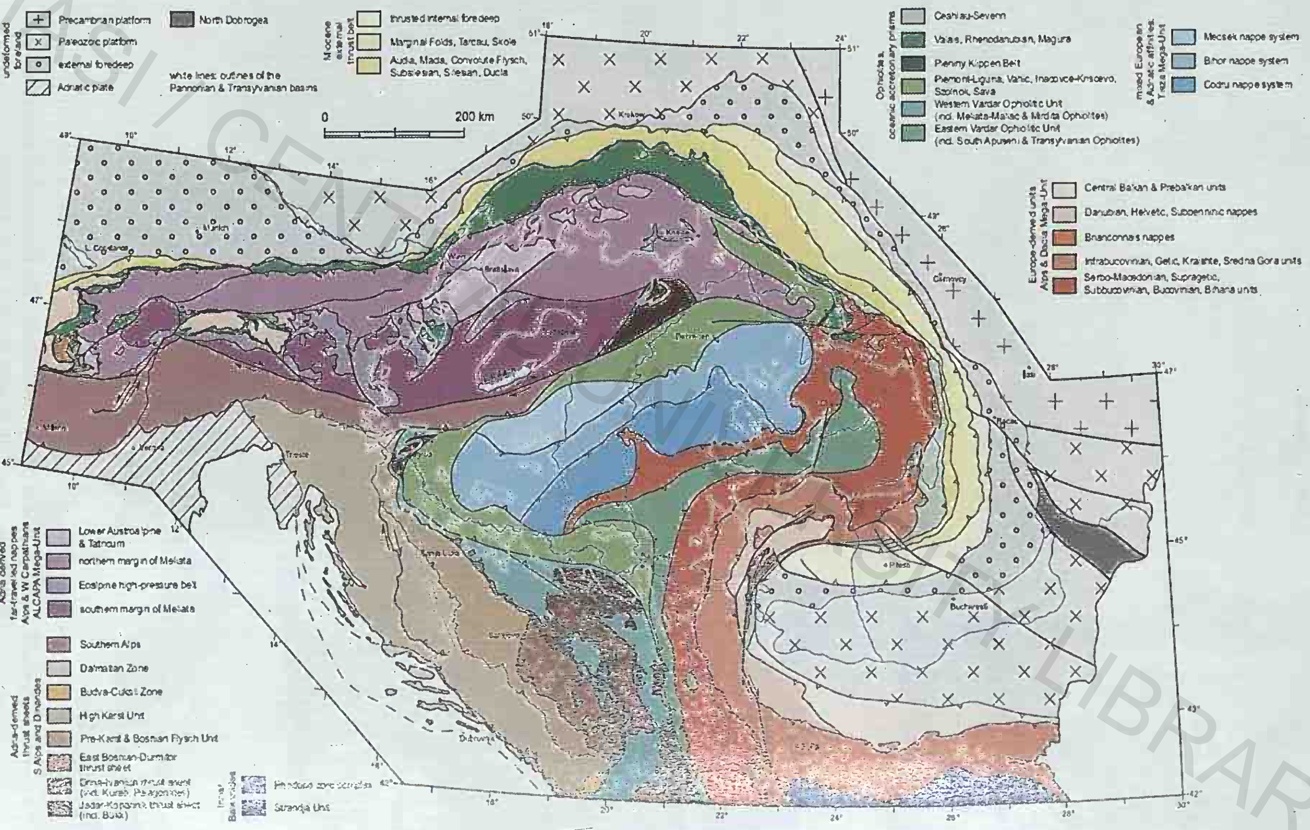


Fig.VI.86. Hartă de ansamblu cu structurile tectonice majore ale Alpilor, Carpaților și Dinaricilor (Schmid *et al.*, 2008).

Nord-vestul Americii de Nord a avut o conexiune fluctuantă cu nord-estul Eurasiei, între Alaska și Siberia, în zona *Beringiei*, iar sudul continentului nord-american era reprezentat în zona plăcii *Caraibelor* de insule dispersate, care nu constituiau încă o legătură continentală cu America de Sud. Abia spre finalul Pliocenului, la cca. 3 M.a. s-a realizat un "pod" continental continuu, constituind Istmul Panama, care a favorizat schimburile biotice interamericane (engl. *Great American Biotic Interchange, GABI*).

Clima neogenă a fost caracterizată de o tendință generală de răcire, imprimată încă din Oligocen - cu unele fluctuații - și care a fost marcată în cursul Miocenului de un gradient de temperatură de la ecuator spre poli din ce în ce mai semnificativ. Nivelul oceanic a scăzut progresiv, odată cu stocarea apei în cadrul calotei glaciare antarctice, care spre 15 M.a. deja începea să aibă caracteristicile de astăzi.

Fauna neogenă a păstrat la începutul Miocenului unele caracteristici oligocene, pentru ca apoi să se diversifice genurile și speciile moderne, cu aspect actual. Evenimentele biotice esențiale sunt asociate dezvoltării vegetației ierboase și modernizării faunelor de mamifere, inclusiv a primatelor hominoide.

În domeniul oceanic, algele din comunitățile recifale s-au dezvoltat foarte mult, la fel ca și planctonul marin, compus din: (a) fitoplancton: cyanobacterii, dinoflagelate, diatomee, coccolithoforidae *etc.* și (b) zooplancton: crustacei, cnidarii, moluște, viermi anelizi *etc.* Diversificarea planctonului (aflat la baza lanțurilor trofice marine) a atras după sine o dezvoltare a treptelor superioare ale acestora, reprezentate de nevertebrate mari, mamifere marine (balene, delfini, foci) și păsări acvatice (pinguini).

Din Miocen, domeniul continental a înregistrat o expansiune a arealelor acoperite cu ierburi, de tipul savanelor (preerii, pampas), în detrimentul pădurilor tropicale, care s-au restrâns la latitudini mici. Aceasta a favorizat dezvoltarea erbivorelor, în paralel cu cea a rozătoarelor de talie mică și a reptilelor (șerpii), stabilindu-se astfel baza ecosistemelor de stepă, prezente astăzi pe toate continentele, mai puțin în Antarctica. Mamiferele erbivore mari erau reprezentate de imparicopitatele equidee (*Merrychippus, Hipparion, Pliohippus, Dinohippus*) și rinocerotide (*Elasmotherium*), depășite numeric de paricopitatele aflate în plin progres: cervidele (*Dicrocerus, Eocoileus*), bovidele, girafidele, suidele *etc.* Proboscidi-

enii erau reprezentați de formele vechi, precursoare ale elefanților: deinotherii (*Deinotherium*) (Fig.VI.87.A), mastodonții (*Mastodon, Zygolophodon*), gomphoterii (*Platybelodon*, *Gomphotherium*) (Fig. VI.87.B) *etc.* și ulterior, de formele mai evoluate: elephantoideele (*Anancus, Stegodon*).



Fig.VI.87. Fosile miocen - pliocene de proboscidieni: (**A**) *Deinotherium gigantissimum* (Muzeul "Grigore Antipa" București); (**B**) *Platybelodon* (Wuhan, China) (www.google.com).

Carnivorele miocen - pliocene erau foarte apropiate ca aspect de cele actuale: felide, canide, urside. Spre finalul Pliocenului, odată cu stabilizarea Istmului Panama a fost facilitată migrația spre sud a faunelor nord-americane de rozătoare, mustelide, canide, urside, proboscidieni primitivi (gomphoteri), primate *etc.*, iar dinspre continentul sud-american au migrat spre nord glyptodonții (*Glyptodon*) (Fig.VI.88.A), armadillo, porcii țepoși, furnicarii, opossumii, leneșii, capybara. La sfârșitul Pliocenului, în Australia, mamiferele dominante au rămas marsupialele, dintre care erbivorele erau reprezentate de canguri și wombați, iar *Diprotodon* (Fig.VI. 88.B) a fost, se pare, cel mai mare marsupial care a trăit vreodată (3m; 2,7t). Carnivorele australiene erau tot de tip marsupial (*Thylacoleo*), iar monotremele moderne erau reprezentate de ornitorinci (*Ornithorhynchus*).

În cadrul grupului primatelor, s-a înregistrat o dezvoltare spectaculoasă, prin acumularea progresivă a caracterelor specializate, unele dintre acestea conducând ulterior spre procesul de umanizare. Dacă la începutul Neozoicului, primatele aveau doar forme de talie mică și exclusiv arboricole, pe parcursul evoluției grupului, acest mod de viață a rămas doar apanajul anumitor linii, în timp ce

altele, inclusiv cea a omului, au început să se adapteze habitatului terestru.





Fig.VI.88. Fosile miocen - pliocene: (**A**) *Glyptodon* - mamifer placentar cu o carapace constituită din plăcuțe osoase de 2,5 cm grosime, endemic în America de Sud (Viena, Austria); (**B**) *Diprotodon australis* - cel mai mare mamifer marsupial, endemic în Australia (Melbourne, Australia) (www.google.com).

Primatele / *Primates* (origine: lat. *primas, -atis* = pe primul loc; engl *primates*) (Regnul *Animalia*; Filum *Chordata*; Clasa *Mammalia*; Ord. ***Primates***) - cuprind: maimuțele, oamenii și predecesorii acestora; se subdivid în: (1) Subord. *Strepsirrhini* - care cuprinde: lemurienii (engl. *lemurs*) (Madagascar) și lorișii (engl. *lorises*) (Africa și Asia); (2) Subord. *Haplorrhini* - care cuprinde: tarsienii (engl. *tarsiers*) (Sud-estul Asiei) și simienii (engl. *simians*) - grup care include subdiviziunea *Platyrrhini* (= maimuțele din Lumea Nouă) și subdiviziunea *Catarrhini*, care la rândul său cuprinde grupul ***cercopitecide*** (origine: gr. *kerkos* = coadă + *pithêkos* = maimuță; engl. *cercopithecidae*) (= maimuțele din Lumea Veche) și grupul ***hominoide*** (origine: lat. *homo* = om; engl. *hominoids*), care reunește formele primitive și actuale ale maimuțelor antropoide și formele ancestrale și actuale ale omului (Fig.VI.89).

▪ Subdiviziunea ***PLATYRRHINI*** (origine: gr. *platy* = plat, turtit + *rhinós* = nas) – cuprinde genurile cunoscute ca "maimuțele din Lumea Nouă" = America de Sud și Centrală, care sunt primate primitive reprezentate în actual de maimuțe de talie mică, unele cu coadă prehensilă: capucinii (engl. *white-headed capuchins*), maimuțele păianjen (engl. *spider monkeys*), maimuțele urlătoare (engl. *howler monkeys*) *etc*. La origine, acestea au descins din primatele africane, de a căror linie evolutivă s-au desprins la cca. 40-35 M.a. (Eocen Mediu-Superior) și ulterior, au colonizat America de Sud (izolată în epoca respectivă de America de Nord). Siturile fosilifere din Argentina și Chile, precum și cel de la La Venta (Columbia) au furnizat fosile de platyrrhini primitivi de vârstă miocenă: *Chilecebus, Proteropithecus, Stirtonia, Aotus etc.*

▪ Subdiviziunea ***CATARRHINI*** (origine: gr. *katá* = în jos + *rhinós* = nas) - cuprinde: (a) grupul ***Cercopithecoidea*** (gr. *kerkos* = coadă + *pithêkos* = maimuță) (cunoscute ca "maimuțele din Lumea Veche" = Africa + Eurasia) - reprezentate în prezent de babuini (engl. *baboons*), macaci (engl. *macaques*), mandrili (engl. *mandrills*) *etc.*; forme fosile: *Victoriapithecus, Parapapio, Pliopapio etc.*; (b) grupul ***Hominoidea***, care reunește formele primitive și actuale ale maimuțelor antropoide și formele ancestrale și actuale ale omului. Aceste două grupuri de primate au devenit divergente la cca. 30-25 M.a. (Stevens *et al.*, 2013).

În cadrul diviziunii *Hominoidea*, clasificările mai vechi includeau toate maimuțele antropoide - gibonul (*Hylobates*) (engl. *gibbon*), urangutanul (*Pongo*) (engl. *o-rangutan*), gorila (*Gorilla*) (engl. *gorilla*) și cimpanzeul (*Pan*) (engl. *chimpanzee*) - în Familia *Pongidae*, iar separat, omul (*Homo*) constituia singurul gen al familiei *Hominidae*. În prezent, odată cu descifrarea liniilor de evoluție filogenetică bazată pe analizele de A.D.N. ale genurilor și speciilor de primate fosile și actuale, subdivizarea acestor grupuri s-a modificat. Astfel (Fig.VI.89):

▫ Superfamilia ***Hominoidea*** cuprinde Familia ***Hylobatidae*** (gibonii - genul *Hylobates*), care s-a desprins și a evoluat divergent de la cca. 20 M.a. față de Familia ***Hominidae***.

▫ Familia ***Hominidae*** include Subfamilia ***Ponginae*** (urangutanii - genul *Pongo*), care s-a separat evolutiv la cca. 15 M.a. de Subfamilia ***Homininae***.

▫ Subfamilia ***Homininae*** include la rândul său triburile ***Gorillini*** (gorilele - genul *Gorilla*) și ***Hominini***, divergente de la cca. 9 M.a.

▫ Tribul ***Hominini*** include Subtribul ***Panina***, care reunește cimpanzeii și bonobo (genul *Pan*) și Subtribul ***Hominina***, care cuprinde oamenii (genul *Homo*) - aceste două grupuri s-au speciat la aproximativ 6,5 M.a. în urmă. Constatăm, deci, că cea mai apropiată "rudă genetică" a omului pe scara evolutivă este cimpanzeul, cu care are în comun 98-99 % din genomul (A.D.N.) său (Wong, 2014).

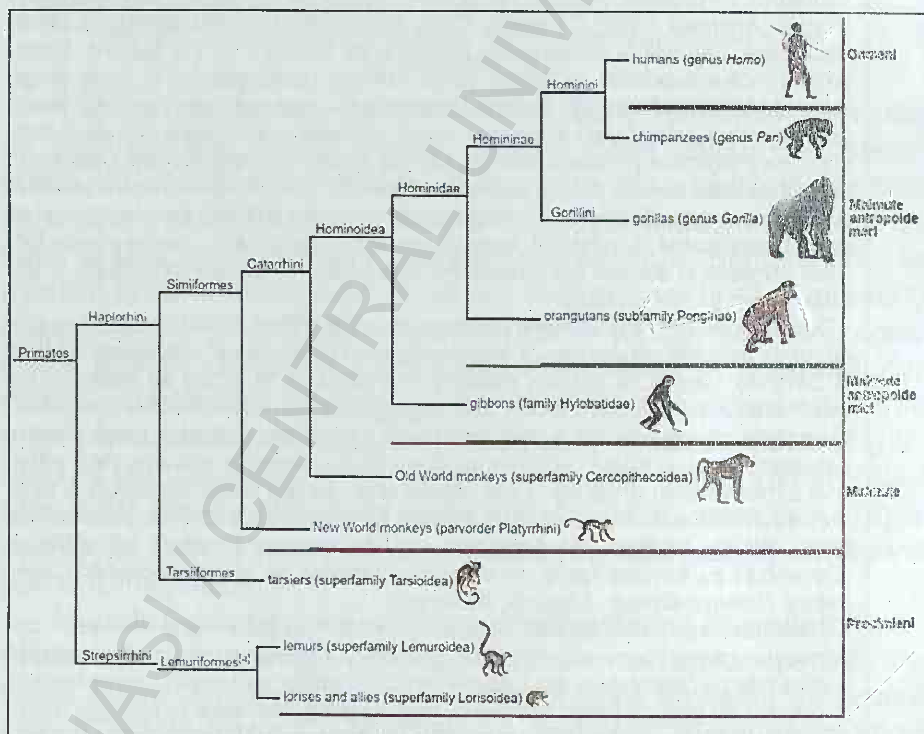


Fig.VI.89. Ordinul ***Primates*** - grup de mamifere placentare care cuprinde maimuțele, omul și formele ancestrale ale acestora (Encyclopaedia Britannica).

În ceea ce privește intervalul Miocenului, o serie întreagă de fosile de primate pre-umanoide și umanoide descoperite în Africa (cu precădere în Kenya și Uganda, în Ethiopia, Chiad, Africa de Sud, Namibia) au adus noi puncte de vedere asupra istoriei evoluției umane. Între cele mai timpurii fosile de primate miocene se remarcă grupul Proconsulidae, incluzând genul *Proconsul* (20-17 M.a.), cu mai multe specii (Fig.VI.90.), dintre care *Proconsul nyanzae* și *Proconsul heseloni* au fost recent reatribuite genului *Ekembo* (McNulty *et al.*, 2015).



Fig.VI.90. Fosile de primate din Miocenul timpuriu: *Proconsul africanus* (**A**) Specimenul ***KNM RU 7290*** (Rusinga Island, Kenya, 1948) - 22-17 M.a.; (**B**) Reconstituire artistică (www.google.com).

Alături de acestea, se cunosc și alte primate miocene timpurii, precum: *Afropithecine* (*Morotopithecus, Heliopithecus, Afropithecus*), *Nyanzapithecine* (*Nyanzapithecus, Turkanapithecus*), *Dendropithecine* (*Dendropithecus*) - majoritatea acestor genuri fiind *grosso modo* incluse în grupul *Proconsulidelor*. Aceste forme primitive de primate se pare că reunesc un mozaic de caractere morfologice și genetice care ridică probleme în poziționarea lor filogenetică: unii cercetători consideră că grupul s-ar fi separat înaintea divergenței cercopitecidelor față de hominoide, iar alte opinii favorizează includerea lor în grupul *Hominoidelor*.

Din Miocenul Mediu (17-14 M.a.), clima ecosistemelor est-africane a devenit mai uscată și cu caracter mai sezonier, astfel încât, *Proconsulidele* au intrat în declin și au fost înlocuite cu forme mai evoluate de *Hominoide*: *Nacholapithecus, Equatorius, Kenyapithecus* (Harrison, 2017). Începând cu această dată, *Hominoidele* africane și-au extins arealul geografic, colonizând eficient mare parte din Eurasia. Din etapa următoare a Miocenului (13-9 M.a.), în Eu-

ropa se cunosc forme de <u>*Hominoide Dryopithecine*</u> (*Dryopithecus, Hispanopithecus, Rudapithecus, Oreopithecus*), *Ouranopithecus / Graecopithecus etc.*, iar din Asia provin: *Ankarapithecus, Sivapithecus / Ramapithecus, Lufengpithecus, Khoratpithecus etc.* (Begun, 2013).

La finalul Miocenului, au apărut primele *Hominoide* care pot fi identificate ca forme preumanoide: ***Sahelanthropus tchadensis*** (Chiad: 7-6 M.a.) (Wood, 2002; Guy *et al.*, 2005) (Fig.VI.91.A), ***Orrorin tugenensis*** (Kenya: 6 M.a.) (Senut *et al.*, 2001), ***Ardipithecus kadabba*** (Ethiopia: 5,6 M.a.) (Haile-Selassie *et al.*, 2004) (Fig.VI.91.B). La începutul Pliocenului, o altă specie de *Ardipithecus*, descoperită în anul 1994, în zona Middle Awash din Ethiopia și denumită ***Ardipithecus ramidus*** (4,4 M.a.) (Fig.VI.91.C) (White *et al.*, 1994; 2009) a adus primele dovezi de pro-bipedism, dezvoltat se pare, într-o zonă semi-împădurită (punând astfel în discuție teoria bipedismului apărut ca o adaptare la habitatele deschise). *Ardipithecus ramidus* este considerat de către mulți cercetători ca fiind "veriga lipsă" care face legătura cu grupul *Australopithecinelor* (Fig.VI.92-94), apărute la cca. 4,2 M.a. (există chiar tendința de a-l include pe *Ardipithecus ramidus* în grupul *Australopithecinelor*, alături de speciile genurilor *Australopithecus* și *Paranthropus*).



Fig.VI.91. Fosile de primate hominine din Miocenul Superior - Pliocen (Africa): (**A**) *Sahelanthropus tchadensis* (Toumaï, Chiad, 2001) - 7 M.a.; (**B**) *Ardipithecus kadabba* (Ethiopia, 1997) - 5,5 M.a.; (**C**) *Ardipithecus ramidus* (Ethiopia, 1994) - 4,4 M.a. (www.google.com).

<u>*Australopithecinele*</u> (origine: lat. *australis* = sudic + gr. *pithekos* = maimuță → maimuță din sud; engl. *australopithecines*) constituie un grup de hominine care au trăit în Africa, între 4,2-2 M.a., fiind reprezentate de mai multe specii (Fig.VI.92-94): *Australopithecus anamensis* (Leakey Meave *et al.*, 1995), *Australopithecus afarensis, Australopithecus bahrelghazali, Australopithecus africanus, Australopithecus garhi, Australopithecus sediba.*



Fig.VI.92. Ansamblul principalelor fosile de primate superioare cunoscute în prezent (7 M.a. - actual): ***Homininele*** **timpurii** (finalul Miocenului - începutul Pliocenului), ***Australopithecinele*** (Pliocen - Pleistocen) și ***oamenii*** (Pleistocen - actual) (Natural History Museum, London) (http://www.nhm.ac.uk/discover/the-origin-of-our-species.html).

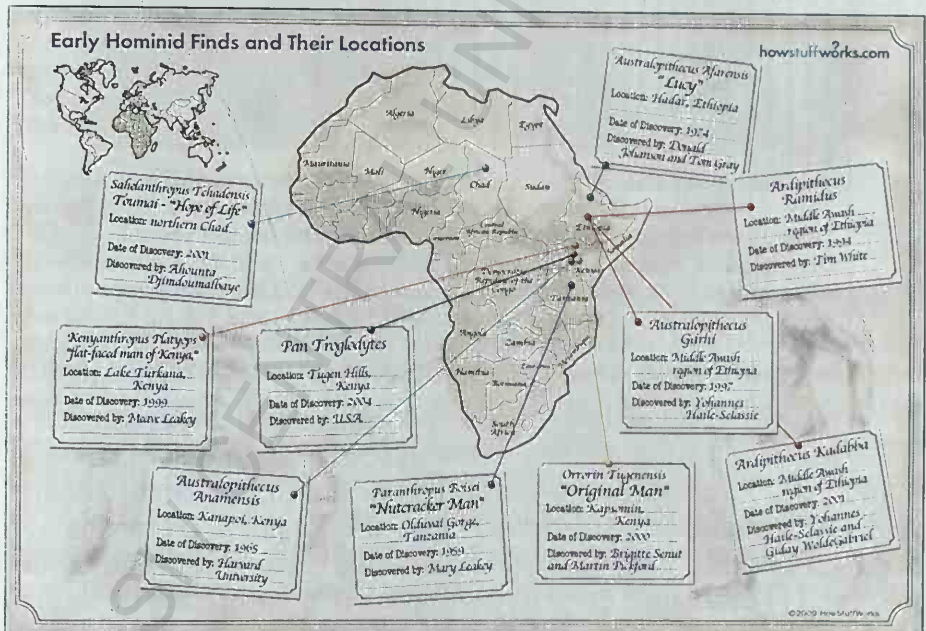


Fig.VI.93. AFRICA - locul de origine al primilor hominizi: *Sahelanthropus tchadensis* (Chiad, 2001); *Orrorin tugenensis* (Kenya, 2000); *Ardipithecus kadabba & ramidus* (Ethiopia, 2001; 1994); *Australopithecus anamensis* (Kenya, 1965); *Australopithecus afarensis* (Ethiopia, 1974); *Kenyanthropus platyops* (Kenya, 1999); *Australopithecus garhi* (Ethiopia, 1997); *Paranthropus boisei* (Tanzania, 1959); *Pan troglodites* (= cimpanzeu) (Kenya, 2004) (www.labs.iro.umontreal.ca).

Acest grup mai include și taxonii *Kenyanthropus platyops*, *Paranthropus aethiopicus*, *Paranthropus boisei*. În ansamblu, *Australopithecinele* aveau talie mică (sub 1,3 m), aspect facial apropiat de cel al maimuțelor antropoide și mers biped, însă păstrau și adaptarea la modul de viață arboricol. Genurile similare lui *Australopithecus afarensis* sunt forme gracile, în timp ce formele similare lui *Paranthropus boisei* sunt forme de *Australopithecine* robuste.

Dintre toate speciile de australopithecine, cea mai cunoscută este specia ***Australopithecus afarensis*** - în principiu, prin numărul mare de fosile descoperite în zona Riftului Est-African, dar mai ales datorită popularului specimen **AL 288-1**, denumit **"*Lucy*"** (Fig.VI.94) și datat la 3,2 M.a. Acesta a fost descoperit la Hadar, în Depresiunea Afar (Ethiopia), la 24 noiembrie 1974, de echipa de paleoantropologi *International Afar Research Expedition*, condusă de americanul **Donald Johanson** (n. 1943) și francezii **Yves Coppens** (n. 1934) și **Maurice Taïeb** (n. 1935). Scheletul fosil feminin prezintă brațe lungi, cu degete curbate, membre inferioare scurte și groase, pelvis evazat și robust de tip humanoid, cutie toracică de tip antropoid, volum endocranian mic (sub 500 cm^3) și aspect al feței similar maimuțelor antropoide. Reconstituirea scheletului (înălțime: 109cm, greutate corporală: cca. 27kg) indică faptul că această specie de *australopithecine* avea locomoție bipedă, însă păstra și caracterele modului de viață arboricol. Morfologia membrelor sale inferioare și a bazinului sugerează faptul că mersul biped era exercitat pe distanțe lungi și a precedat dezvoltarea mai semnificativă a creierului, care a survenit ulterior. Specimenul AL-288-1 a primit numele informal "*Lucy*" după melodia "*Lucy in the sky with diamonds*" (Beatles), pe care o ascultau cercetătorii în tabăra de la Hadar, la momentul descoperirii acestuia.

Situl Hadar a produs ulterior numeroase alte descoperiri de fosile de *Australopithecus afarensis*, între care grupul **AL 333**, denumit colectiv "*First Family*" (engl. Prima Familie), conținând aproximativ 13 exemplare ale speciei.

Descoperirea ulterioară (Mbua *et al.*, 2016) a unor fosile de *Australopithecus afarensis* la Kantis (Kenya), în zona platourilor înalte, a arătat că aceste primate hominide și-au extins aria de răspândire și în afara zonei Riftului Est-African, considerat până atunci "leagănul omenirii" și s-au adaptat eficient unui spectru larg de habitate, de la savană, la zonele împădurite.

Vegetația continentală miocen-pliocenă avea deja caractere moderne, cu o distribuție mai strâns asociată diferențelor climatice latitudinale. Angiospermele de tip actual erau dominante, secondate de gymnospermele reprezentate de conifere. Distribuția lor climatică indică, însă, înregistra diferențe semnificative față de prezent: (1) asociațiile caracteristice zonelor subtropicale de astăzi erau localizate mai la nord decât în actual (sudul Insulelor Britanice, nordul Germaniei) - <u>angiosperme</u>: *Laurus, Vitis, Liquidambar, Cinnamomum, Myrica, Liriodendron, Platanus etc.*; <u>gymnosperme</u>: *Sequoia, Glyptostrobus, Taxodium etc.*; (2) asociațiile de climat temperat au fost descoperite în regiuni boreale, precum nord-

vestul Groenlandei - angiosperme: *Fagus, Quercus, Carpinus, Castanea, Juglans, Betula, Ulmus, Alnus, Acer, Populus etc.*; gymnosperme: *Pinus, Picea, Abies etc.* Spre finalul Pliocenului, elementele tropicale și subtropicale s-au retras progresiv spre sud, prefigurând deja provinciile floristice actuale, care urmau a fi modificate de rigorile climatice cuaternare.



Fig.VI.94. ***Australopithecus afarensis*** - "***Lucy***" (Hadar, Ethiopia 1974); (**A**) Scheletul fosil 40 % complet; (**B**) Reconstituirea scheletului; (**C**) Reconstituire 3D (www.google.com).

C. CUATERNARUL (2,58 M.a. - actual)

Cuaternarul (origine: fr. *quaternaire* ← lat. *quaternario* = al patrulea, referitor la considerarea sa inițială ca a patra eră a Phanerozoicului; engl. *Quaternary*), denumit pentru prima dată de către geologul francez **Jules Desnoyers** (1800-1887) în 1827 și apoi consacrat ca termen de către geologul francez **Henry Reboul** (1763-1839) în 1833 - este considerat în prezent a treia perioadă a Neozoicului, după Paleogen și Neogen (definirea sa ca eră nefiind justificată științific). Cuaternarul constituie etapa în care s-a instalat pregnant glaciația în emisfera nordică și au avut loc importante modificări climatice, dar în același timp și sedimentologice, geomorfologice, de floră și faună și s-a dezvoltat linia evolutivă a omului. Separarea și subdivizarea Cuaternarului au fost mult timp dezbătute, dar din anul 2009, Uniunea Internațională pentru Cercetarea Cuaternarului (engl. *International Union of Quaternary Re-*

search, INQUA) a stabilit baza Cuaternarului la 2,58 M.a. și subdivizarea sa în două epoci (↑): **Pleistocen** (2,58 M.a. - 11.700 B.P.) și **Holocen** (11.700 B.P. - actual). Pleistocenul este divizat în: (a) **Pleistocen Inferior** (2,58-0,78 M.a.), incluzând acum în baza sa vârsta Gelasian (care anterior era încorporată Pliocenului), cu stratotipul *GSSP* situat în zona Monte San Nicola, lângă Gela, în Sicilia și vârsta Calabrian (care anterior a constituit baza Cuaternarului, cu limita inferioară la 1,8 M.a.), cu stratotipul *GSSP* situat la Vrica, în Italia; (b) **Pleistocen Mediu** (0,78-0,12 M.a.), cuprinzând vârsta Ionian; și (c) **Pleistocen Superior**, incluzând vârsta Tarantian (0,12-0,11 M.a.); Holocenul reprezintă ultima etapă a Cuaternarului, derulată de la 11.700 B.P., până în actual (Fig.VI. 95). Reconstrucția paleogeografică a timpurilor cuaternare la nivelul ultimului maximum glaciar este prezentată în Fig.VI.96 și indică un aspect modern al blocurilor continentale, precum și extinderea calotelor glaciare antarctică și arctică către latitudini mici.

În cursul Cuaternarului, au avut loc puține modificări în configurația continentală, una dintre acestea fiind formarea Istmului Panama la limita Pliocen / Pleistocen. Obstrucționarea comunicării dintre Oceanul Atlantic și Pacific a condus la modificări importante ale circulației oceanice globale, prin formarea curentului Gulf Stream, precum și la configurații biogeografice noi.

Evenimentul major al Cuaternarului este reprezentat de glaciația pleistocenă, care se înscrie într-un proces mai amplu de răcire globală progresivă, aflată în curs de mai bine de 40 M.a., această ultimă etapă a sa fiind caracterizată de temperaturile cele mai joase. Glaciația constă dintr-o succesiune regulată în ultimele 2,5 M.a. de perioade glaciare (în cursul cărora temperaturile au fost mai scăzute decât în prezent), având cronologie și caracteristici diferite de la o zonă la alta și aflate în alternanță cu perioade interglaciare (cu temperaturi similare sau ușor mai scăzute decât cele actuale). În cursul perioadelor glaciare, pe continente s-au dezvoltat ghețari montani în zonele înalte, precum și calote glaciare, numite și *inlandsis* (origine: sued. *inland* = în interiorul zonei + *is* = gheață; engl. *ice sheet*).

Manifestarea modificărilor climatice și prezența ghețarilor și a calotelor glaciare au avut numeroase consecințe, generând o serie întreagă de fenomene de interes local și global, între care menționăm: eroziunea glaciară; modificarea drastică a nivelului ocea-

nului planetar; modificarea sistemelor fluviale, inundații și formarea a numeroase lacuri glaciare; ajustarea izostatică post-glaciară a zonelor ocupate de calote masive de gheață *etc.*

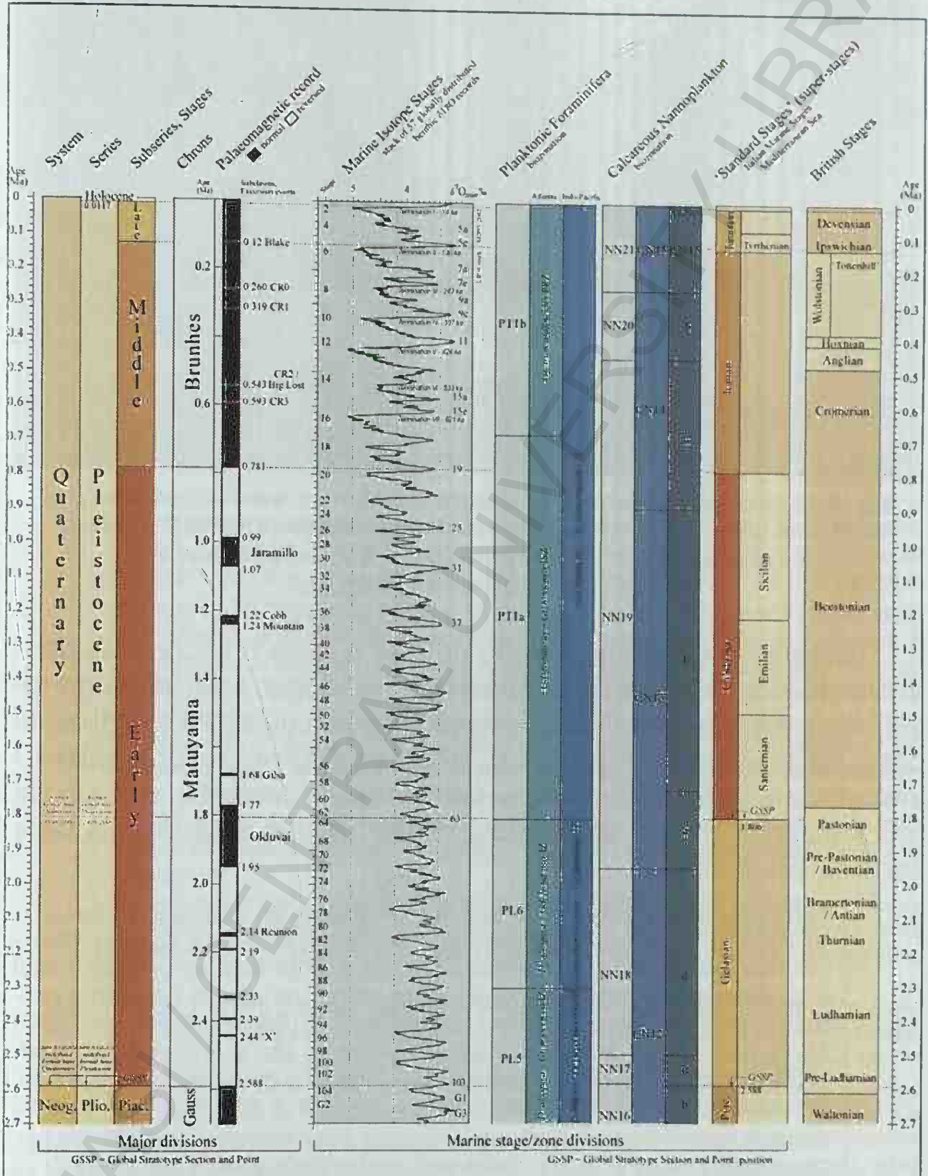


Fig.VI.95. Scara cronostratigrafică a Cuaternarului (http://www.geologyin.com/2015/01/global-chronostratigraphical.html).

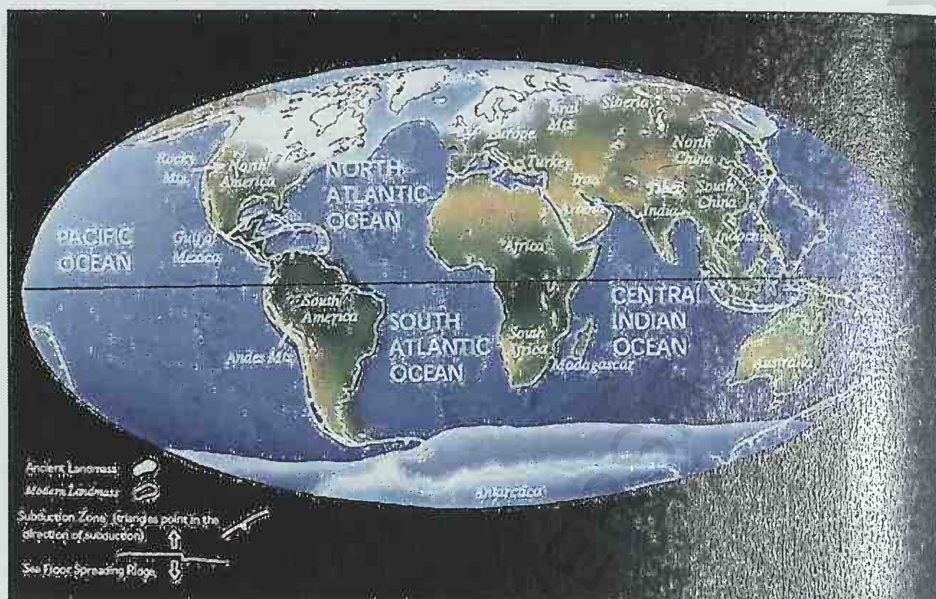


Fig.VI.96. Reconstrucție paleogeografică a **Cuaternarului**: manifestarea **ultimului maximum glaciar** (engl. *Last Glacial Maximum*) la **26.000-18.000 B.P.** a generat extinderea calotelor glaciare antarctică și arctică spre latitudini mici (http://www.scotese.com/lastice.htm).

Toate aceste fenomene s-au dovedit a avea o importanță deosebită în domeniile sedimentogenezei, pedogenezei, morfogenezei *etc.* și care au modificat esențial peisajul cuaternar și actual. În ceea ce privește lumea biotică, alternanța episoadelor glaciare / interglaciare a atras după sine fenomene de extincție, urmate de recolonizări, care au structurat profund biodiversitatea diferitelor zone de pe glob.

Cercetările asupra ghețarilor și fenomenelor glaciare au început în secolul XIX, cu interesul științific al geologului elvețiano-american **Louis Agassiz** (1807-1873) asupra ghețarilor și depozitelor glaciare din Alpii elvețieni (Agassiz, 1840) și a continuat la începutul secolului XX cu munca minuțioasă de teren a geografilor germani **Albrecht Penck** (1858-1945) și **Eduard Brückner** (1862-1927), care au pus bazele studiilor de glaciologie alpină (Penck & Brückner, 1909). Aceștia au stabilit o cronologie aproximativă a glaciației din **Munții Alpi**, prin identificarea a cinci perioade glaciare, pe care le-au denumit după fluviul Dunărea (germ. *Donau*) și afluenții săi situați între München și Ulm (↑): *Donau*, *Günz*, *Mindel*, *Riss* și *Würm*. Cercetările clasice din această zonă au arătat că eroziunea glaciară a imprimat peisajelor alpine aspecte morfologice specifice: profilul transversal al văilor în forma literei "U", planșeul neregulat al văilor glaciare, marcat de praguri și denivelări, prezența lacurilor glaciare în zonele depresionare *etc.* Ghețarii de vale, tipici pentru Munții Alpi, prezintă limbi de gheață alimentate în permanență, care avansează din zonele înalte, sub forma lobilor

multipli dezvoltați spre zonele joase. Pe flancul sudic al Alpilor, zonele depresionare deja existente au fost accentuate de eroziunea glaciară, formând cuvete care cantonează astăzi lacurile din nordul Italiei: Maggiore, Como, Garda. Pe flancul nordic, lacurile Léman (= Geneva), Neuchâtel, Lucerne, Zürich, Constance și-au definitivat aspectul actual după retragerea ghețarilor würmieni.
În spiritul acelorași studii clasice, cronologia glaciațiilor alpine a fost corelată de manieră convențională cu cronologia aproximativă a glaciațiilor nord-europene și a celor nord-americane. În Europa, alte perimetre alpine acoperite de ghețari montani au fost cele situate la altitudini mai mari de 2.000 m: Munții Pirinei, Carpați *etc.*
Nordul Europei (Eurasiei) a constituit a doua mare zonă europeană afectată de glaciație (Fig.VI.97): Scandinavia, Insulele Britanice, Marea Barents, zonele nordice poloneze și germane, nord-vestul câmpiei ruse. În acest caz, glaciația s-a manifestat prin instalarea calotelor de gheață în trei centri principali: pe vârfurile scandinave înalte, în zona britanică și în zona Mării Barents, de unde au avansat apoi spre sud și sud-est, formând progresiv o calotă glaciară imensă, care în extensia sa maximă a avut lobi înaintați mult spre sud, pe văile Niprului și Donului. În această zonă au fost puse în evidență trei perioade glaciare, denumite după râuri din Europa Centrală (↑): *Elster*, *Saale*, *Weichsel* (= *Vistula*).
În **America de Nord**, glaciația a afectat tot nordul continentului, ce constituie astăzi întregul teritoriu al Canadei și mare parte din nord-estul S.U.A. Limita extensiei maxime a calotei glaciare laurențiene a fost situată la sud de Marile Lacuri, atingând latitudinea de 36°N (în preajma orașului Saint Louis, Missouri, S.U.A.). Cele patru perioade glaciare identificate au fost denumite după statele americane în care calota laurențiană a avut o extensie maximă în intervalele respective (↑): *Nebraska*, *Kansas*, *Illinois*, *Wisconsin*. Retragerea ultimei calote wisconsinane a lăsat în urmă un peisaj intens marcat de eroziunea glaciară și de reajustarea izostatică a crustei, în care domină Marile Lacuri: Superior, Michigan, Huron, Erie, Ontario - acestea au avut o istorie geologică complexă, cu bazine prezentând morfologie variabilă și drenaje uneori sincrone, spre fluviul Mississippi și / sau spre fluviul și golful Saint Lawrence și lacul Champlain. De asemenea, spre nord au rezultat lacurile Winnipeg și Manitoba - relicte ale unui imens paleo-lac glaciar (numit *Agassiz*, în onoarea cercetătorului elvețian), precum și zeci și sute de alte lacuri dispersate în nordul canadian, dintre care unele mai importante sunt: Athabasca, Marele Lac al Urșilor, Marele Lac al Sclavilor *etc.*
Groenlanda a fost acoperită de ghețuri care au avut legături cel puțin episodice cu calota nord-americană, iar în prezent, calota groenlandeză acoperă mare parte din insulă, lăsând libere doar zonele de coastă, unde se topește progresiv.
În **Asia**, în afara Siberiei, puternic afectată de calota glaciară siberiană, în zonele montane înalte s-au instalat ghețari montani, care persistă și în zilele noastre: Urali, Caucaz, Pamir, Altai, Tian Shan, Hindukush, Karakorum, Himalaya *etc.*
În emisfera sudică, **Antarctica** ne oferă astăzi cea mai sugestivă imagine a ceea ce trebuie să fi fost nordul Europei în timpul ultimului maximum glaciar. Ca și pe continentele boreale, glaciația a debutat cu instalarea ghețarilor montani în zonele înalte ale Munților Transantarctici, de unde au avansat pe văi, până pe coastele continentale, unde au construit ghețari de *shelf*. Efectul *albedo*-ului a fost probabil atât de puternic, încât temperaturile mai ridicate, interglaciare, nu au avut nicio influență și, în consecință, glaciația s-a accentuat progresiv.

Pe celelalte continente sudice, s-au format ghețari montani în zonele înalte, unde în mare parte aceștia persistă și astăzi: Anzi (America de Sud), Alpii Australieni și Neo-Zeelandezi, Kilimanjaro, Kenya, Ruwenzori (Africa).
În general, în zonele tropicale / subtropicale s-au manifestat perioade pluviale care au alternat cu perioade uscate, corelate respectiv cu perioadele glaciare și interglaciare.



Fig.VI.97. **Glaciația cuaternară**: extensia calotei glaciare nord-europene în timpul ultimului maximum glaciar (cca. 22.000 B.P.) - **SBKIS** = calota glaciară Svalbard - Barents - Kara; **SIS** = calota glaciară scandinavă; **BIIS** = calota glaciară britanico - irlandeză (Hughes *et al.*, 2016).

Cercetările moderne, derulate din ultima jumătate a secolului trecut, au furnizat progresiv informații noi, pe măsura rafinării metodelor de analiză și de prelucrare a datelor. Studiul carotelor complete extrase din forajele perforate în sedimentele marine din zonele oceanice profunde, precum și din depozitele de gheață fosilă (Antarctica, Groenlanda), au arătat că succesiunea perioadelor glaciare / interglaciare a avut o frecvență mult mai ridicată decât s-a crezut inițial. Astfel, analiza izotopilor de oxigen din aceste probe poate revela cu precizie temperatura apelor oceanului planetar în cursul intervalului geologic din care provin probele respective, indicând modificările paleoclimatice survenite.

Oxigenul conține trei izotopi naturali stabili: ^{16}O, ^{17}O și ^{18}O, dintre care, primul este cel mai abundent în natură (99,76% ^{16}O), ceilalți doi reprezentând restul de 0,24 % (0,04 % ^{17}O și 0,20 % ^{18}O). Pentru **analiza izotopică paleoclimatică** se utilizează doar izotopii **^{18}O și ^{16}O**, al căror raport $^{18}O/^{16}O$ față de o valoare standard - notat: **$\delta^{18}O$** (delta oxigen 18) și exprimat în ‰ - constituie o măsură a fracționării acestora în cadrul moleculei de apă H_2O și a substanțelor formate în apa bazinelor oceanice (de exemplu, calcitul $CaCO_3$ din compoziția cochiliilor calcaroase ale nevertebratelor marine). Mai exact, interesează comportamentul diferit al izotopului mai ușor ^{16}O față de izotopul mai greu ^{18}O (acesta are doi neutroni în plus în nucleu). Evaporarea apei oceanice este un fenomen ce implică fracționarea acestor izotopi și, atunci când are loc, moleculele de apă care conțin izotopul mai ușor ($H_2{}^{16}O$) au tendința de a trece preferențial în stare de vapori, în timp ce în apa oceanică rămâne să se acumuleze izotopul mai greu ($H_2{}^{18}O$). Prin urmare, la latitudinile mari, precipitațiile (zăpada) rezultate din acești vapori de apă și, în consecință și calotele de gheață continentală care concentrează apa din aceste precipitații, vor fi și ele mai îmbogățite în izotopul ușor ^{16}O, față de apa oceanului planetar, în care se concentrează izotopul mai greu ^{18}O. Această diferență tinde să se accentueze în intervalele cu climă rece, glaciare, în cursul cărora nivelul oceanului planetar scade foarte mult și astfel, valorile izotopice $\delta^{18}O$ cresc (și invers, în intervalele interglaciare, cu climă caldă, aceste valori scad). Așadar, o măsurare a raportului izotopic al oxigenului provenit inițial din apa oceanică poate fi relaționată direct cu modificările climatice. Organismele nevertebrate care trăiesc în bazinele oceanice și care prezintă cochilii sau testuri calcaroase (de exemplu, foraminiferele) își secretă acest schelet extern precipitând $CaCO_3$ din apa oceanică, preluând astfel conținutul izotopic al acesteia, care este caracteristic intervalului respectiv. În consecință, analiza probelor de foraj din sedimentele marine profunde în care se găsesc resturile acestor organisme, va genera date izotopice $\delta^{18}O_{CaCO3}$ care depind de temperatura apelor oceanice din intervalul respectiv.
Geologul italian **Cesare Emiliani** (1922-1995) a propus pentru prima dată în anii `50 utilizarea datelor izotopice în determinarea paleo-temperaturilor oceanice și a realizat o scară a stadiilor izotopice marine (engl. *Marine Isotopic Stages, MIS*) (Emiliani, 1955), punând bazele studiului paleo-oceanografic.
Subdivizările și studiile ulterioare realizate de către geologul britanic **Nicholas Shackleton** (1937-2006) (Shackleton, 1969; Hays *et al.*, 1973 *etc.*), precum și cercetările mai recente (Lisiecki & Raymo, 2005; Railsback *et al.*, 2015 *etc.*) au condus la construirea scărilor actuale de izotopi marini.

În prezent, cronologia perioadelor glaciare cuaternare a fost reconsiderată pe baza datelor izotopice, care prezintă cu acuratețe analitică geochimică succesiunea precisă a acestora, iar stadiile glaciare stabilite de studiile stratigrafice clasice, precum cele realizate de Penck & Brückner (*i.e.* Donau, Günz, Mindel, Riss, Würm) *etc.* sunt utilizate ca repere orientative, constituind de fapt unele dintre aceste intervale, cu care însă, nu pot fi corelate în întregime. De asemenea, cronostratigrafia convențională este raportată și la datele magnetice (chroni) (Fig.VI.98), astfel încât, în ansamblu, aceste trei metode de studiu generează o bază conceptuală de cercetare coerentă și corelabilă la scară globală.

În Fig.VI.95 (coloana a șasea) și în Fig.VI.98.C, este prezentată scara stadiilor izotopice marine (*MIS*) din ultimele 2,7/3 M.a., conținând pentru etapa Cuaternarului un număr de 103 stadii izotopice marine, dintre care, cele numerotate par reprezintă perioade glaciare, iar cele numerotate impar sunt intervale interglaciare.

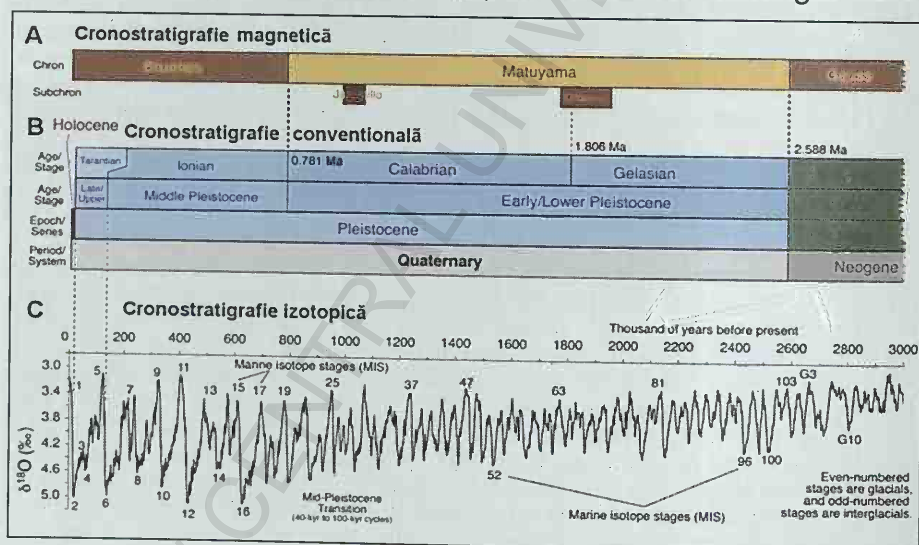


Fig.VI.98. **Cronostratigrafia Cuaternarului**: **(A)** Scara magnetică; **(B)** Scara cronostratigrafică convențională - indicând corespondența limitei inferioare a Cuaternarului (Pleistocenul Inferior - Gelasian) cu limita inferioară a epocii magnetice (chronul) Matuyama: 2,588 M.a. și corespondența limitei superioare a Pleistocenului Inferior (Calabrian) cu limita inferioară a epocii magnetice (chronul) Brunhes: 0,78 M.a.; **(C)** Scara cronostratigrafică izotopică - indicând prezența a 103 stadii izotopice marine în cursul Cuaternarului (cele numerotate impar reprezintă intervale interglaciare, iar cele pare sunt perioade glaciare) și corespondența limitei superioare a Pleistocenului Mediu cu stadiul *MIS* 5, reprezentând ultimul mare interglaciar pleistocen (= *Eem*); stadiul *MIS* 2 reprezintă ultimul maximum glaciar, iar limita terminală a Pleistocenului Superior corespunde stadiului *MIS* 1, care marchează începutul Holocenului (www.gly.uga.edu).

Se poate observa (de la dreapta spre stânga) cum în baza Pleistocenului, la nivelul stadiului *MIS* 100 (2,54 M.a.), raportul izotopic $\delta^{18}O$ din foraminiferele marine depășește abrupt valoarea +4 ‰, indicând creșterea bruscă a volumului global de gheață - constituind astfel un marker izotopic remarcabil al etapei glaciare în progres. În continuare, cele 100 de evenimente izotopice derulate pe tot parcursul Cuaternarului, până la *MIS* 2 - care reprezintă ultimul maximum glaciar și *MIS* 1 - care constituie ultimul interval interglaciar (Holocenul), în desfășurare și în prezent, au fost atribuite la 19 perioade glaciare, cu substadii și cu durate cuprinse între 40.000-100.000 ani, separate de intervale interglaciare cu durate variind între 10.000-20.000 ani. Până spre finalul Pleistocenului Inferior (0,78 M.a.), periodicitatea stadiilor izotopice este de cca. 41.000 ani, iar ulterior, după o perioadă de tranziție, în Pleistocenul Mediu și Superior, periodicitatea prezintă o valoare de cca. 100.000 ani.

Cauzele glaciației cuaternare constituie un subiect în dezbatere, care încă necesită clarificări și completări, însă, majoritatea comunității științifice actuale acceptă ca ipoteză de lucru ”Teoria astronomică a modificărilor climatice” (engl. *Astronomical Theory of Climate Change*), enunțată de astrofizicianul și climatologul sârb **Milutin Milanković** (1879-1958), cunoscută și ca ”Teoria Milanković” sau ”Ciclurile Milanković”. În anii `20 ai secolului trecut, Milanković a dezvoltat o ipoteză matematică privind influența variațiilor astronomice ale radiației solare primite de către Pământ, asupra climei acestuia. Teoria sa se bazează pe faptul că odată cu deplasarea Pământului prin spațiul cosmic în jurul Soarelui (Fig.VI.99), variațiile ciclice ale unor parametri ai geometriei orbitale Pământ - Soare se combină, având drept rezultat o variație a cantității radiației solare care ajunge la suprafața terestră; acești parametri sunt: excentricitatea orbitei terestre, înclinarea axială și precesia echinocțiilor - împreună, perioadele acestor mișcări orbitale constituie ”Ciclurile Milanković”.

În teoria sa astronomică, Milanković nu consideră radiația solară ca un cuantum energetic global care ajunge anual pe Pământ, ci se referă în mod specific la radiația primită în cursul verii de zonele aflate la latitudini mari (60°N) din emisfera nordică - adică, acolo unde se află majoritatea continentelor și unde în mod preferențial se acumulează zăpadă și gheață în cursul sezonului rece boreal. Mai exact, atunci când Pământul primește în timpul verii boreale suficientă energie solară pentru a se topi toată zăpada și gheața acumulate în timpul iernii, clima este stabilă, având caracteristici ciclice constante. În caz contrar, o cantitate

mai mică de radiație solară nu va avea capacitatea de a topi aceste acumulări, formându-se astfel progresiv calote glaciare a căror extensie anuală și *albedo* crescut determină o climă mai rece și instalarea glaciației. Parametrii orbitali implicați în cadrul *Teoriei Milanković*, în fluctuațiile radiației solare sunt (Fig. VI.100):

■ Variația **excentricității orbitei terestre** (engl. *Earth`s orbital eccentricity*) - se referă la faptul că orbita terestră prezintă variații geometrice de la o formă eliptică (având excentricitate ridicată: e = 0,06), la una aproape circulară (cu excentricitate aproape zero: e = 0,005), într-un interval ciclic derulat între **90.000 - 100.000 ani**. În prezent, există o diferență de cca. 3% (adică 5,1 milioane de km) între distanța până la Soare în momentul poziționării Pământului la <u>periheliu</u> (origine: gr. *peri* = aproape, în vecinătate + *helios* = soare → punctul orbital terestru cel mai apropiat de Soare; engl. *perihelion*) (r_p), care are loc în jurul datei de 3 ianuarie și distanța din momentul poziționării sale la <u>afeliu</u> (origine: gr. *apo* = departe + *helios* = soare → punctul orbital terestru cel mai îndepărtat de Soare; engl. *aphelion*) (r_a), care se petrece în jurul datei de 4 iulie; excentricitatea actuală orbitei terestre este de 0,0167 ($e = (r_a - r_p) / (r_a + r_p)$). Când orbita terestră este aproximativ circulară, anotimpurile au aceeși durată și caracteristici similare, dar când aceasta este eliptică (cu grad ridicat de excentricitate), diferențele dintre anotimpuri sunt mai accentuate. În principiu, doar această variație considerată izolat, nu produce mari fluctuații climatice, însă efectul său combinat cu mișcarea de precesie a echinocțiilor, determină diferențe semnificative (a se vedea *Precesia*).

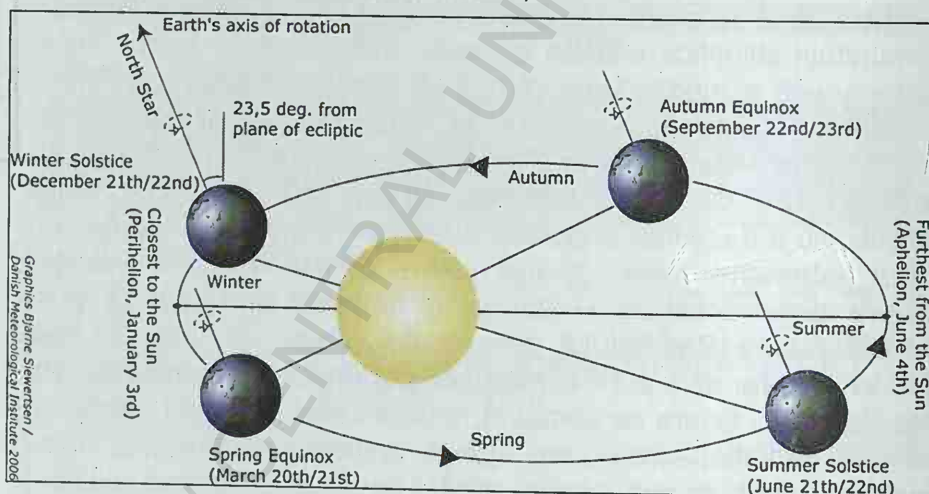


Fig.VI.99. Orbita descrisă de Pământ în jurul Soarelui în cursul unui an, cu poziționarea punctelor de **periheliu** (punctul cel mai apropiat de Soare: 3 ianuarie); **afeliu** (punctul cel mai îndepărtat de Soare: 4 iulie); **echinocțiul de primăvară** (ziua egală cu noaptea: 20-21 martie) și **cel de toamnă** (22-23 septembrie); **solstițiul de vară** (ziua cea mai lungă, noaptea cea mai scurtă: 21-22 iunie) și **cel de iarnă** (ziua cea mai scurtă, noaptea cea mai lungă: 21-22 decembrie); **definirea anotimpurilor** (în emisfera nordică): sezonul "cald" (primăvara + vara) se manifestă atunci când axa de rotație terestră este înclinată spre Soare și emisfera nordică primește mai multă radiație solară (= este iarnă în emisfera sudică), iar sezonul "rece" (toamna + iarna) se manifestă atunci când axa de rotație este înclinată în partea opusă Soarelui (= este vară în emisfera sudică) (*Danish Meteorological Institute*, 2006).

■ Variația **înclinării axei de rotație a Pământului** (engl. *Earth`s obliquity / axial tilt*) - se referă la modificarea unghiului de înclinare a axei de rotație a Pământului, față de perpendiculara la planul orbital - care constituie fenomenul generator al anotimpurilor terestre. Astfel, când axa de rotație a Pământului este înclinată spre Soare, emisfera nordică este expusă radiației solare și este vară boreală (în timp ce în emisfera sudică, mai puțin expusă, este iarnă australă) (Fig.VI.99) și invers. În prezent, înclinarea axei de rotație terestră este de **23,4°** însă într-un interval de aproximativ **40.000 ani**, ea variază între 22,1° și 24,5°. Odată cu creșterea acestui unghi de înclinare, crește contrastul sezonier: verile au temperaturi mai ridicate, iar iernile sunt mai reci, în ambele emisfere. În situația unui unghi redus de înclinare a axei de rotație, contrastul sezonier scade, verile fiind mai răcoroase și iernile având temperaturi moderate. Această din urmă situație este cea care favorizează acumularea ghețurilor de la an la an în zona latitudinilor mari din emisfera nordică și în cele din urmă se formează calote masive de gheață.

■ **Precesia** (origine: lat. *praecedere* = a precede; engl. *precession*) - numit anterior "precesia echinocțiilor", acest parametru orbital se referă la modul în care Soarele, Luna și a alte planete (de exemplu, Jupiter) interacționează cu geoidul aplatizat la poli, perturbând rotația terestră și provocând o mișcare de rotație a axei Pământului în jurul perpendicularei la planul orbital. Această mișcare a axei de rotație descrie un *con de precesie* cu o periodicitate de **26.000 ani**, ceea ce are drept consecință modificarea poziției orbitale a Pământului la periheliu și afeliu, precum și modificarea momentului de producere a solstițiilor și echinocțiilor. Astfel, acestea se produc în fiecare an în altă poziție orbitală, situată cu 50,3 secunde (arc de cerc) înaintea poziției anuale precedente - ceea ce înseamnă că fiecare echinocțiu (și solstițiu) îl precede cu puțin timp pe cel din anul anterior, de unde și denumirea de *precesie*.

În acest mod, se constată că pot exista mai multe configurații orbitale ale poziționării acestor evenimente astrale: în configurația orbitală prezentă, axa de rotație este înclinată spre Soare, Pământul fiind la afeliu, iar în emisfera nordică solstițiul de vară (20-21 iunie) are loc în preajma acestuia - anotimpurile "calde" (primăvara și vara) au o durată maximă, dar sunt mai răcoroase, în timp ce anotimpurile "reci" (toamna și iarna) tind să fie mai scurte, dar cu temperaturi mai ridicate. Într-o configurație în care axa de rotație va fi înclinată spre Soare la periheliu (aproximativ peste 13.000 ani), solstițiul de vară va avea loc în preajma periheliului, iar sezonul "cald" va fi mai scurt, dar cu temperaturi mai ridicate, în timp ce sezonul "rece" va avea durată mai lungă și va fi mai rece. Paradoxal, nu cea de-a doua situație, în care iarna este mai lungă și mai severă, favorizează instalarea glaciației, ci prima, deoarece temperaturile moderate ale verii boreale sunt cele care pivotează acest sistem, conducând la acumularea gheții de la an la an și formarea progresivă a calotelor glaciare. Considerând efectul cumulat al precesiei și al variației excentricității, rezultă o modulare a periodicității acestor fenomene, la 19.000 și la 23.000 ani (Crowley & North, 1991).

Ignorată aproape jumătate de secol, *Teoria Milanković* a revenit în atenția comunității științifice odată cu studiul publicat de către Hays *et al.* (1976) asupra probelor extrase din sedimentele oceanice, în care, datele izotopice $\delta^{18}O$ obținute au indicat fluctuații de temperatură care pot fi strâns corelate cu variațiile orbitale postulate în această teorie. Ulterior, studiile asupra modificărilor climatice cuaternare au avut ca punct de pornire date izotopice din ce în ce mai precise, prelucrate atât în contextul geospațial, cât și astronomic.

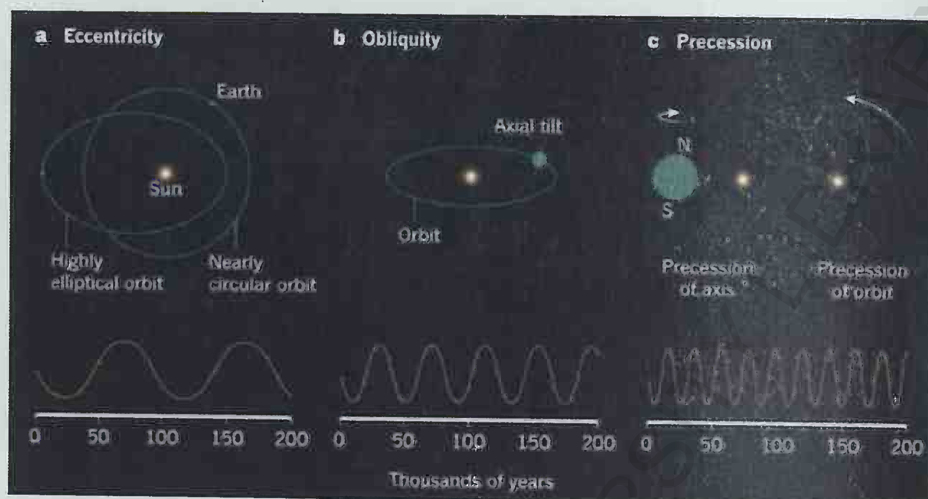


Fig.VI.100. **Teoria Milanković**: variația parametrilor orbitali care influențează clima terestră: (A) **Excentricitatea orbitei**; (B) **Înclinarea axială**; (C) **Precesia echinocțiilor** (Maslin, 2016).

O caracteristică petro-pedologică a Cuaternarului este formarea depozitelor de ***loess*** (Fig.VI.101) în zonele periglaciare, în special din emisfera nordică (centrul și sud-estul Europei, Asia Centrală, America de Nord), dar este întâlnit și în zone din emisfera sudică (Argentina, Noua Zeelandă).

> **Loessul** (origine: germ. *löss, lose* = mobil, slab consolidat; engl. *loess*) este un depozit sedimentar detritic, cu granulație fină, încadrată în clasa granulometrică a silturilor (0,063-0,0039mm). De culoare gălbui-ocru-cenușie, loessul este constituit din granule bine sortate, cu aspect angular; este omogen, poros, nestratificat și neconsolidat, cu o compoziție mineralogică relativ uniformă: cuarț (40-70 %), feldspați, mice, minerale argiloase, carbonați și o fracțiune de minerale grele (zircon, rutil, ilmenit, granat, turmalină *etc.*) - studiul acesteia din urmă poate revela aria sursă.
> Evoluția pedologică a terenurilor cu loess antrenează frecvent decalcifierea acestora la partea superioară, numită *lehm*, cu acumularea locală a carbonatului de calciu sub formă de concrețiuni calcaroase numite "păpuși de loess" (origine: germ. *loess puppen* = păpuși de loess), în partea lor inferioară.
> Loessul este un depozit de natură eoliană, dar odată acumulat, poate fi modificat considerabil de procesele de remaniere fluvială sau de pedogeneză. Natura sa periglaciară indică proveniența din zonele aluvionare adiacente calotelor glaciare. Depozitele de loess pot depăși câteva zeci de metri (inclusiv la noi în țară), dar depășesc 200m în China, în Podișul de Loess.

Vegetația cuaternară a fost în mod evident foarte afectată de răcirea climatică, în special la nivelul latitudinilor medii și mari. Asociațiile vegetale forestiere din nordul Eurasiei și Americii de Nord au fost distruse complet de formarea și extinderea calotelor glaciare, iar la periferia acestora, la latitudini mai mici, s-a instalat

tundra (origine: rus. *tundra* = zonă nordică fără arbori; engl. *tundra*) - ecosistem constituit din mușchi, licheni, câteva tipuri de graminee și arbuști de talie mică, precum salcia polară pitică (*Salix polaris*), mesteacănul pitic (*Betula nana*) *etc*. Mai spre sud, s-au extins păturile de conifere, iar elementele de vegetație iubitoare de căldură au migrat spre sud, retrăgându-se în zonele mediteraneene, respectiv, ale Golfului Mexic.

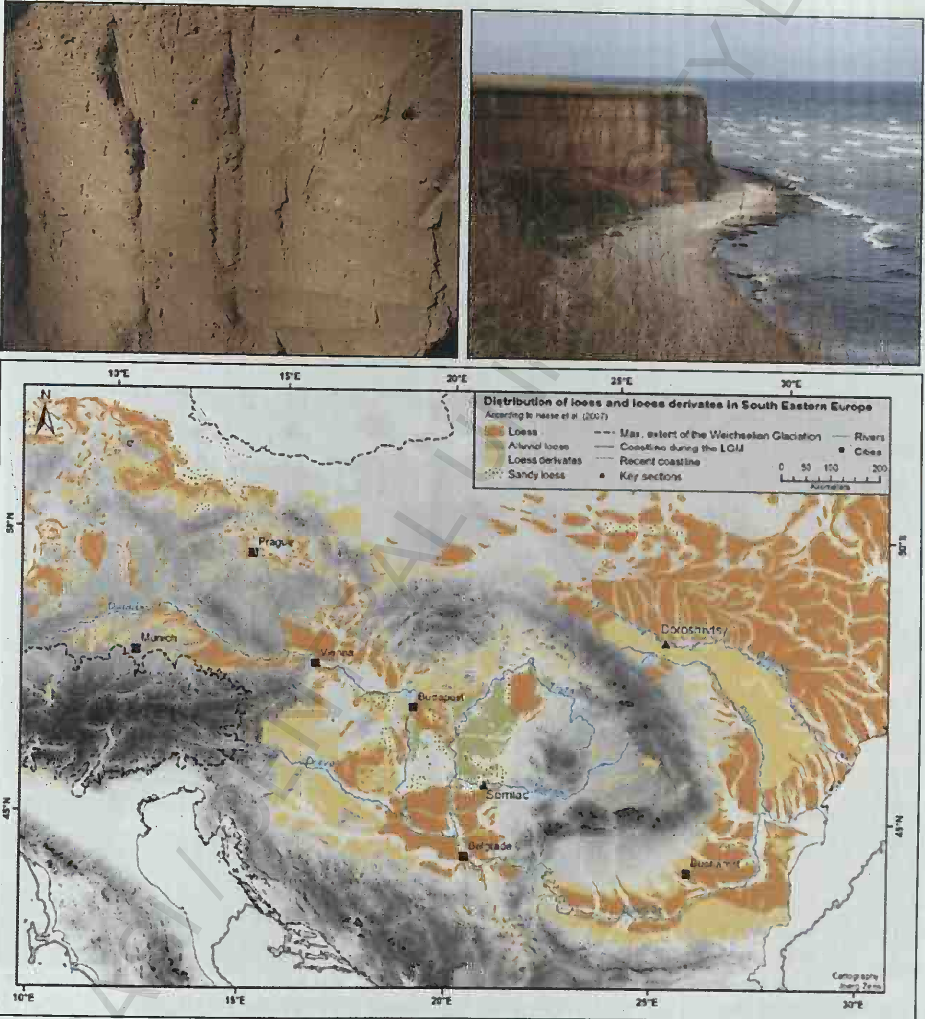


Fig.VI.101. Depozite cuaternare: **loessul** - (**A**) Depozit de loess masiv; (**B**) Depozite de loes în alternanță cu niveluri de soluri fosile (faleza Mării Negre, de la Costinești - Olimp); (**C**) Harta distribuției depozitelor de loess în sud-estul Europei (Schulte *et al.*, 2014).

Fauna cuaternară a avut caractere similare celei neogene, iar modificările înregistrate au survenit, în general, la nivel de specie. Evoluții interesante au avut mamiferele, ale căror exemplare fosile s-au conservat (uneori în întregime) în depozite de terasă, lacustre, loess, turbării, travertin, gheață fosilă, ozocherită (ceară minerală parafinică - origine: gr. *oze* = duhoare + *kero* = ceară → ceară odorizată; engl. *ozokerite / ozocerite*) *etc.* Numeroase fosile s-au conservat în caverne, de unde provin, de asemenea și resturi umane și industrii preistorice asociate, inclusiv picturi rupestre.

De la finalul Pliocenului și până în actual, un ansamblu complex de factori a determinat formarea a numeroase asociații faunistice rezultate din coexistența elementelor autohtone cu cele sosite cu valuri de migrație, precum și a formelor mai vechi, neogene, cu cele moderne. Modificările climatice cuaternare au condus la stabilirea unor asociații faunistice de climat rece, dezvoltate în preajma și în timpul perioadelor glaciare și a unora de climat mai cald, care le-au succedat primelor, aproximativ în aceleași perimetre geografice, după retragerea ghețurilor.

Megafauna pleistocenă reunea o serie de mamifere adaptate climatului nordic rece, numită și ”fauna mamutului” (Fig.VI.102-106): mamutul lânos (*Mammuthus primigenius*); rinocerul lânos (*Coelodonta antiquitatis*); cervide: renul (*Rangifer tarandus*), elanul (*Alces alces*), cerbul uriaș / elanul irlandez (*Megaloceros giganteus*); bovide: boul moscat (*Ovibos moschatus*), bizonul de stepă / zimbrul (*Bison priscus*); caprine și antilope: *Capra ibex, Saiga tatarica*; equide: *Equus germanicus, Equus pzewalskii;* carnivore: tigrii cu dinți pumnal (*Machairodus, Smilodon*), vulpea polară (*Alopex lagopus*), hiena de peșteră (*Crocuta spelaea*); urside: ursul de peșteră (*Ursus spelaeus*); iepurele (*Lepus variabilis*) *etc.* În cursul perioadelor interglaciare, cu climat mai blând, asociațiile faunistice de stepă includeau: asinul (*Asinus hydruntinus*), bourul (*Bos primigenius*), cerbul (*Cervus elaphus*), porcul mistreț (*Sus scrofa*) *etc.*

> **Mamuții** (origine: rus. *mammut*; engl. *mammoth*) constituie un grup de proboscidieni aparținând Fam. *Elephantidae*, care au trăit din Pliocen și Pleistocen până în Holocen, cu numeroase genuri și specii. Au apărut în Africa (*Mammuthus subplanifrons*), iar descendenții lor au migrat prin Levant în Eurasia cu 3 M.a. în urmă, unde au înregistrat o radiație adaptativă remarcabilă, mai întâi prin genurile *Mammuthus rumanus* (Tulucești, Cernătești - România; Marea Britanie) (Rădulescu & Samson, 1995; Lister & von Essen, 2003) și *Mammuthus meridionalis* (= *Archidiskodon meridionalis*), acesta din urmă considerat ca precursor al formelor ulterioare de proboscidieni eurasiatici.

La începutul Pleistocenului, mamutul de stepă (*Mammuthus trogontherii*) a adus adaptarea la ecosistemele de tundră și taiga din ținuturile eurasiatice nordice reci, de unde a trecut pe "podul" din zona *Beringiei* în America de Nord, la cca. 1,5 M.a., dând naștere pe linie directă speciei endemice americane *Mammuthus columbi* (Lister & Sher, 2015). Ulterior, tot din mamutul de stepă a evoluat în Siberia mamutul lânos (*Mammuthus primigenius*), care s-a răspândit în Europa și, urmând ruta migratorie a predecesorului său, a trecut în America de Nord - unde, întâlnind mamutul columbian, a dat naștere unei diversități morfologice, incluzând între alte specii, mamutul jeffersonian (*Mammuthus jeffersonii*) (Lister & Sher, 2015).

Mamutul lânos sau siberian (*Mammuthus primigenius*) (engl. *wooly mammoth*) (Fig.VI.102) este cea mai cunoscută specie de mamifer cua-ternar extinct și în același timp cea mai cercetată fosilă de proboscidian, dato-rită numeroaselor exemplare foarte bine conservate în special în permafrostul și gheața siberiană. Cu o statură impresionantă (3,5m înălțime la greabăn și 6 tone), mamutul era foarte bine adaptat climatului rece al perioadelor glaciare, având o blană deasă cu peri foarte lungi și defense (reprezentând incisivii supe-riori modificați) lungi de 2,5-4m, recurbate spre interior, cu care îndepărta ză-pada pentru a se hrăni cu vegetația tundrei; de asemenea avea coadă foarte scurtă și urechi mult mai mici decât elefanții actuali, pentru a limita pierderile de căldură și a evita degerarea acestor extremități expuse frigului.

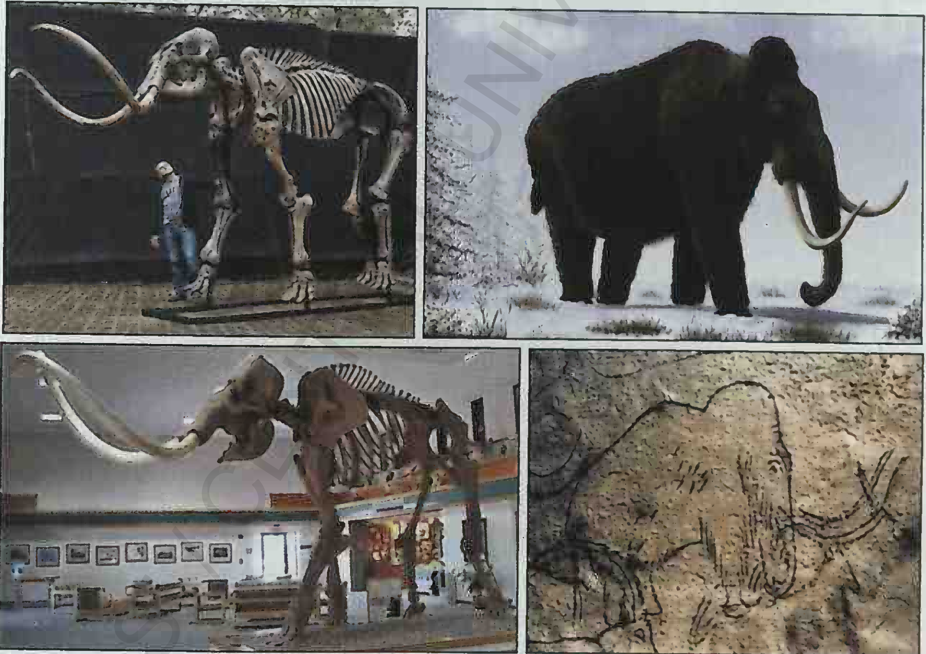


Fig.VI.102. Megafaună pleistocenă: (**A**) Mamutul lânos sau siberian (***Mammuthus primigenius***) - schelet fosil (3,5m înălțime la greabăn; 6 tone); (**B**) Reconstituire artistică; (**C**) Mamutul columbian (***Mammuthus columbi***) - schelet (4m înălțime la greabăn, 10 tone), specie endemică nord-americană; (**D**) Pictură rupestră monocromă din peștera **Roufignac** (Dordogne, Franța) reprezentând mamuți și capre ibex (www.google.com).

Mamutul lânos a apărut în Pleistocenul Mediu și a avut o largă răspândire în Pleistocenul Superior, pentru ca la începutul Holocenului să dispară fără descendenți direcți. Genul actual al elefantului asiatic (*Elephas maximus*) este cea mai apropiată rudă genetică a sa, însă de pe o lineație laterală, în timp ce elefantul african actual (*Loxodonta africana*) se pare că a evoluat pe o linie divergentă, începând cu cca. 6 M.a. în urmă.
Câteva comunități restrânse de mamuți lânoși au persistat în zona *Beringiei*, în insulele St. Paul (Alaska, S.U.A) și Wrangel (Rusia) până spre 5.500-4.000 B.P. Fenomenul dispariției mamutului, încă în dezbatere astăzi, este în general atribuit modificărilor climatice și vâna-tului excesiv de către omul primitiv.



Fig.VI.103. **Megafaună pleistocenă:** (**A**) Rinocerul lânos (***Coelodonta antiquitatis***) - schelet fosil (3,5m lungime; 2m înălțime la greabăn; 2,5 tone; cca. 0,6m lungimea cornului anterior); (**B**) Reconstituire artistică (www.google.com).



Fig.VI.104. **Megafaună pleistocenă:** (**A**) Elanul irlandez sau cerbul uriaș (*Megaloceros giganteus*) - schelet fosil (2m înălțime la greabăn; 550-700 kg; maximum 3,6m anvergura coarnelor); (**B**) Pictură rupestră policromă din peștera **Lascaux** (Dordogne, Franța) reprezentând un cervid uriaș (www.google.com).

Evoluția cuaternară a primatelor a înregistrat o etapă decisivă pentru formele antropoide ale ordinului, care au avut o dezvoltare deosebită, atât pe liniile non-umanoide - de exemplu, cel mai mare primat non-uman care a existat vreodată a fost *Gigantopithecus* (2 -0,3 M.a.) (2-2,5m înălțime, 200-300 kg), originar din Asia și înrudit cu ponginele (urangutanii) (Zhang & Harrison, 2017) (Fig.VI.107), cât și pe linia umanoidă, unde saltul evolutiv s-a manifestat plenar.



Fig.VI.105. Megafaună pleistocenă: (**A**) Tigrul cu dinți pumnal (***Smilodon populator***), cel mai robust felid cuaternar - schelet fosil (1,2m înălțime; 1,75m lungime; 220-350 kg; 20-28cm lungimea caninilor; 120° deschiderea bucală); (**B**) Reconstituire artistică (www.google.com).



Fig.VI.106. Megafaună pleistocenă și actuală: (**A**) Boul moscat (***Ovibos moschatus***) - bovideu apărut în Pleistocenul Mediu și prezent și în actual în nordul arctic canadian și în Groenlanda, precum și în Scandinavia și Siberia, unde a fost reintrodus; (**B**) Antilopa saiga (***Saiga tatarica***) a apărut în Pleistocen și există și în prezent, în Asia Centrală (www.google.com).

În grupul *Australopithecinelor*, s-au dezvoltat specii noi, robuste, foarte probabil evoluate din formele gracile mai timpurii și care au fost atribuite genului *Paranthropus,* cu evoluție divergentă: *Paranthropus robustus* - exemplarele *TM 1517* (Africa de Sud, 1938 - 2 M.a.); *DNH 7* (Africa de Sud, 1994 - 2-1,5 M.a.); *SK 46* (Africa de Sud, 1949 - 1,8-1,5 M.a.) și *Paranthropus boisei* - exemplarele *OH 5* (Tanzania, 1959 - 1,8 M.a.); *KNM-ER 406* (Kenya, 1969 - 1,7 M.a.); *KNM-ER 732* (Kenya, 1970 - 1,7 M.a.); *KNM-ER 23000* (Koobi Fora, Kenya, 1990 - 1,7 M.a.).

În Africa, la cca. 2,4 M.a., unele dintre primatele antropoide mari au trecut "pragul" umanizării, prin dezvoltarea bipedismului și encefalizării, precum și crearea primelor industrii litice, astfel că

acestea sunt clasificate în grupul *Hominini*, fiind desemnate cu genul *Homo* (origine: lat. *homo* = om) și speciile sale.

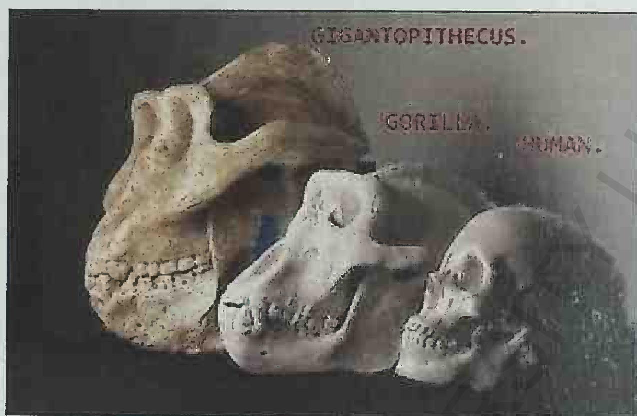


Fig.VI.107. Comparație între craniile unor primate cuaternare: *Gigantopithecus* - cel mai mare primat care a existat vreodată; *Gorilla* - maimuță antropoidă care există și în actual; *Homo sapiens* (www.google.com).

În acest sens, intervalul 1,9-1,8 M.a. a fost, în estul Africii, unul dintre cele mai importante episoade din istoria evoluției primatelor, prin marea diversitate a formelor hominine apărute în paralel (Fig.VI.108), reprezentate de specii de *Australopithecus* (*Australopithecus garhi*), *Paranthropus* (*Paranthropus robustus, Paranthropus boisei*), precum și primele forme atribuite genului *Homo* (*Homo habilis, Homo rudolfensis, Homo ergaster, Homo erectus*). Demn de menționat este faptul că în afara fenomenului propriu-zis de speciație, aproximativ în acest interval a avut loc și o primă etapă a procesului de encefalizare (creșterea dimensiunilor endocraniene și respectiv, a creierului) și, de asemenea, s-au produs primele migrații episodice ale homininelor în afara Africii, către Eurasia.

Cele mai vechi fosile umane și industrii litice descoperite în principal în zona Riftului Est-African, dar și în Africa de Sud, sunt atribuite lui ***Homo habilis*** (origine: lat. *homo* = om; *habilis* = îndemânatic, meseriaș iscusit) (Fig.VI.109) - considerat cel mai primitiv predecesor uman al omului actual. Exemplarele fosile *OH 7, OH 8, OH 24, OH 62* (Olduwai - Tanzania), *KNM-ER 1805, KNM-ER 1813* (Koobi Fora - Kenya), precum și *SK 847* (Swartkrans - Africa de Sud) *etc.* au fost datate în ansamblu la intervalul 2,4-1,5 M.a.

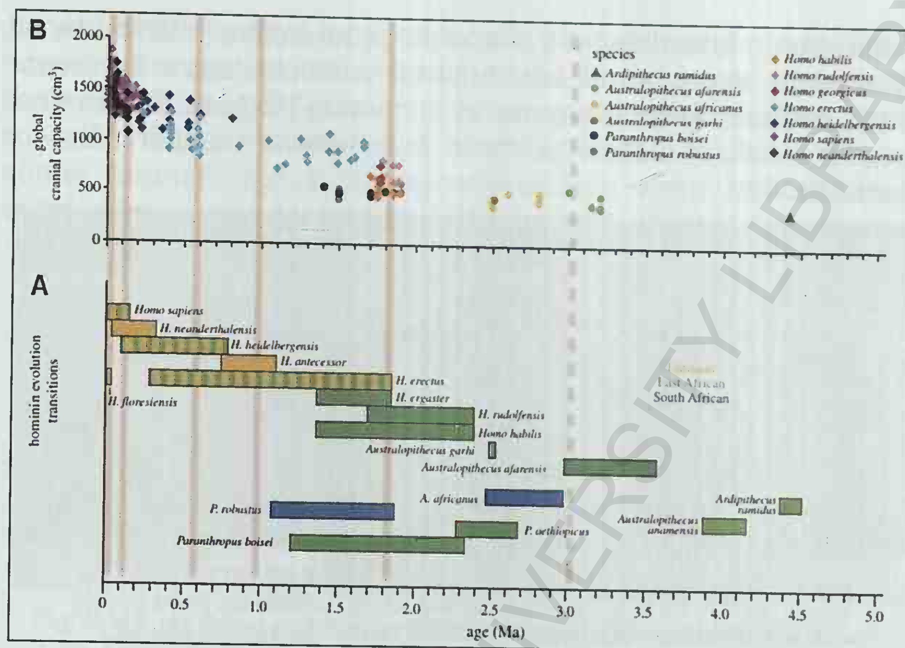


Fig.VI.108. Linia evolutivă a a ***Homininelor***. (**A**) Linia filogenetică; (**B**) Linia evolutivă a capacității endocraniene (Maslin *et al.*, 2015).

Homo habilis prezenta o morfologie gracilă, similară cu cea a *Australopithecinelor*, însă avea o frunte mai înaltă, o mandibulă mai puțin prognată, capacitate endocraniană ușor superioară (600 -700 cm³) și dentiție adaptată regimului omnivor (origine: lat. *omnis* = tot + *vorare* = a devora → care se hrănește cu substanțe vegetale și animale). A fost artizanul unei industrii primitive de galeți cioplíți, aparținând Paleoliticului arhaic (sau prima parte a Paleoliticului Inferior), denumită ***Olduwaian / Mode 1*** (engl. *Oduwayan* sau *Pebble Culture*) (2,6-1,7 M.a.), după defileul Olduwai, Tanzania - important sit paleoantropologic (sit UNESCO, 1979), unde au fost identificate inițial asemenea artefacte, pentru ca ulterior, acestea să fie descoperite și in numeroase alte situri din Eurasia.

Clasificarea acestor specimene la genul *Homo* a stârnit controverse încă de la primele descoperiri din anii `60, realizate de paleoantropologii kenyano-britanici **Louis Leakey** (1903-1972) și **Mary Leakey** (1913-1996), unele opinii considerându-le mai apropiate de *Australopithecine*, decât de linia umană.

Mai recent descoperitul specimen *LD 350-1* (Ledi-Geraru, Etiopia, 2013) (Villmoare, 2015) a fost datat la 2,8-2,75 M.a. și combină caracterele primitive ale *Australopithecinelor* cu morfologia de-

rivată, care a fost observată ulterior la genul *Homo*, indicând faptul că aceasta este cea mai veche formă umanoidă, care documentează evoluția spre umanizare în intervalul 3-2 M.a. Specimenul nu este clasificat încă, deși uneori e considerat ca aparținând lui *Homo habilis*.

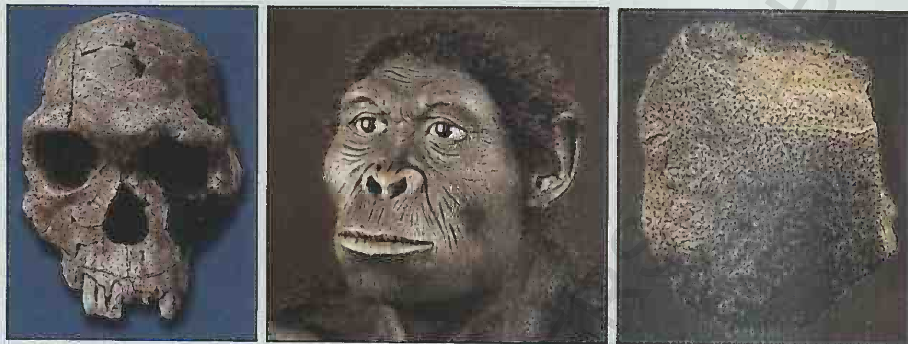


Fig.VI:109. ***Homo habilis***: (**A**) Specimenul fosil ***KNM ER 1813*** (Koobi Fora, Kenya, 1973) - 1,9 M.a.; (**B**) Reconstituire 3D; (**C**) Unealtă din piatră cioplită aparținând culturii ***Olduwaiene*** (Olduvai, Tanzania) (www.google.com).

O altă formă umană controversată este cea a lui ***Homo rudolfensis*** (origine: lat. *homo* = om + Rudolf = lac în nordul Kenyei, actualmente numit Turkana). Specimenele *KNM-ER 1470* (Koobi Fora, Kenya, 1972), *KNM-ER 60000 / 62000 / 62003* (Koobi Fora, Kenya, 2012) (Leakey Meave *et al.*, 2012) sunt considerate în primul rând de către descoperitorii săi, dar nu numai, ca o specie umană primitivă, diferită față de *Homo habilis* și contemporană cu acesta, în timp ce alte opinii nu o acceptă ca făcând parte din genul *Homo*, ci mai curând ar aparține formelor pre-humanoide.

Homo ergaster (origine: lat. *homo* = om + *érgon* = muncă → omul muncitor) este o altă specie umană primitivă descoperită în Africa, prin specimenele: *KNM-ER 992* (Koobi Fora, Kenya, 1971), *KNM-ER 3733* (Koobi Fora, Kenya, 1975) (Fig.VI.109.A) *etc*. Datate la 1,7-1,5 M.a., aceste fosile sunt uneori considerate ca o specie care împarte același predecesor comun cu *Homo erectus*, însă, cei mai mulți cercetători le văd ca aparținând populațiilor africane ale lui *Homo erectus*, făcând deci parte din aceeași specie cu acesta, împreună cu populațiile asiatice.

Homo erectus (origine: lat. *homo* = om + *erectus* = ridicat, drept → omul care merge drept) reprezintă pragul incontestabil al umanizării, cu un schelet robust, talie mai înaltă decât predecesorii săi, capacitate endocraniană superioară (750-1250 cm^3), morfolo-

gie pelviană bipedă, adaptată alergării pe distanțe lungi, dimorfism sexual accentuat (= diferență fenotipică între mascul și femelă), flexibilitate ecologică, precum și tehnologie și comportament social superior. Totuși, fruntea joasă și teșită, torusul supraorbital pronunțat, maxilarul robust și prognat și apofiza mentonieră slab dezvoltată îi confereau încă un aspect primitiv (Fig.VI.110.B).



Fig.VI.110. (**A**) ***Homo ergaster / erectus***: specimenul fosil ***KNM-ER 3733*** (Koobi Fora, Kenya, 1975) - 1,7 M.a.; (**B**) ***Homo erectus*** - reconstituire 3D; (**C**) Unealtă bifacială de silex aparținând culturii ***Acheuleene*** (Menchecourt-les-Abbeville, Somme - Franța) (Musée d`Archéologie Nationale, Saint-Germain-en-Laye, Franța) (http://musee-archeologienationale.fr/).

Homo erectus a avut o largă răspândire geografică, din Africa, Europa și până în sud-estul Asiei, în Indonezia, cu forme care prezintă o mare varietate morfologică, având însă, caractere comune speciei (Tab.VI.3).

Tabelul VI.3. Fosile de ***Homo erectus***: locul descoperirii specimenelor și vârsta estimată a acestora (după Encyclopaedia Britannica).

Vârsta (M.a.)	Locul descoperirii	Specimene fosile de ***Homo erectus***
1,9-1,2	Koobi Fora - Kenya	*KNM-ER 3733; ER 3883; WT 15.000* (Nariokotomé)
1,9-0,7	Olduvai Gorge - Tanzania	*OH 9; OH 12*
1,8-1,7	Dmanisi - Georgia	*D 2280; D 2282 / D 211; D 2700 / D 2735; D 3444 / D 3900; D 4500 / D 2600*
1,8-0,9	Sangiran, Trinil - Indonezia	*Trinil 2; Modjokerto; Sangiran 2; 17*
1,5	Ubeidiya - Israel	*UB-335*
0,8-0,4	Zhoukoudian, China	*ZKD E1; D1; L1; L2; H3*
0,8-0,6	Bodo, Etiopia	*Bodo 1*
0,7	Tighennif - Algeria	*Tighennif 1*
0,6-0,3	Atapuerca, Spania	Sima de los Huesos - numeroase ex.

0,5	Arago - Franța	*Arago XXI*
0,5-0,4	Ceprano - Italia	*Ceprano 1*
0,3-0,1	Jinniushan, China	*Jinniushan 1*
0,2-0,05	Ngandong, Indonezia	*Ngandong 1; 9; 10; 11*

O mențiune specială necesită fosilele de *Homo erectus* descoperite la Dmanisi (Georgia), de către echipa condusă de paleoantropologul georgian **David Lordkipanidze** (n. 1963) și denumite inițial *Homo georgicus*. Cele cinci specimene de cranii fosile descoperite între 1991-2005 (Tab.VI.3 și Fig.VI.111) și datate toate la cca. 1,8 M.a. prezintă o varietate morfologică similară celei existente astăzi între indivizii diverselor rase umane, ceea ce a suscitat dezbateri științifice asupra posibilității ca speciile umane primitive precum *Homo ergaster, Homo rudolfensis, Homo georgicus, Homo gautengensis* și chiar *Homo habilis* să constituie de fapt stadii evolutive diferite ale unei singure specii: *Homo erectus* (Lordkipanidze *et al.* 2005; 2006; 2007; 2013 *etc.*).

Homo erectus a fost producătorul unei industrii litice mai evoluate, constând în unelte confecționate prin cioplire specializată în principal a rocilor dure (de exemplu, silexul) și reprezentate de lame bifaciale și topoare de mână (Fig.VI.110.C) - cultură denumită ***Acheulean / Mode II*** (1,7-0,2 M.a.), după situl paleoantropologic și paleofaunistic Saint Acheul, descoperit în 1859, suburbie a orașului Amiens (Somme - Picardia), din nordul Franței. De asemenea, lui *Homo erectus* îi este atribuită producerea și utilizarea focului, datată în general la cca. 1 M.a.



Fig.VI.111. Fosilele de ***Homo erectus / Homo georgicus*** de la **Dmanisi, Georgia** - descoperite de paleoantropologul georgian David Lordkipanidze în 1991-2005 (M. Ponce de León - www.sci-news.com).

Homo antecessor (origine: lat. *homo* = om + *antecessor* = predecesor, pionier → omul pionier în Europa) este considerat prima specie umană prezentă în Europa, în afara fosilelor de la Dmanisi (Georgia), fosilele sale fiind descoperite în Spania, Franța și Marea Britanie și datate la cca. 1-0,8 M.a. Primele fosile au fost descoperite în nordul Spaniei, în siturile paleoantropologice și paleofaunistice de la Gran Dolina și Sima de los Huesos (situri UNESCO, 2000) din zona Atapuerca (Castilia-León). *Homo antecessor* are o poziție filogenetică aflată încă în dezbatere, fiind considerat fie ca un predecesor comun al liniei neanderthalienilor și a celei a omului modern, fie ca având o linie evolutivă proprie.

Homo heidelbergensis (origine: lat. *homo* + Heidelberg = localitate în Germania → omul din Heidelberg) constituie o specie umană extinctă cunoscută prin fosilele descoperite inițial la Heidelberg, în Germania (Shoetensack, 1908) și ulterior descoperite și în alte situri din Europa (Marea Britanie, Franța, Spania, Italia, Grecia, Ungaria) și Africa (Africa de Sud, Namibia, Rhodesia) (Fig.VI. 112). Datat în ansamblu la 0,7-0,2 M.a., *Homo heidelbergensis* încă are o poziție filogenetică neclarificată, fiind în general considerat descendentul lui *Homo erectus* și în același timp, forma care i-a dat naștere lui *Homo sapiens*, în Africa și lui *Homo neanderthalensis*, în Europa.



Fig.VI.112. ***Homo heidelbergensis***: (A) specimenul *Kabwe 1* / Broken Hill skull (Rhodesia / Zambia, 1921), denumit alternativ *Homo rhodesiensis*; (B) reconstituire 3D (www.google.com).

Homo neanderthalensis (origine: lat. *homo* = om + Neanderthal = valea Neander din Germania → omul de Neanderthal) este o specie / subspecie umană extinctă care a existat în Eurasia în intervalul 400.000-35.000 B.P., fiind prezentă de la Oceanul Atlan-

tic și până în Asia Centrală. Numeroasele fosile bine conservate, în general în mediul speleal, îl fac cel mai studiat și cunoscut grup uman arhaic, deși unele neclarități persistă încă. Descoperiri importante s-au realizat în siturile din Europa: Germania (Neander, Ehringsdorf, Salzgitter - Lebenstedt); Marea Britanie (Swanscombe, Bontnewydd, Creswell Crags, Lynford Quarry); Olanda - Belgia (Feldhofer, Spy, Naulette, Walou, Engis, Scladina); Franța (La Chapelle-aux-Saints, La Ferrassie, Le Moustier, Les Rochers-de-Villeneuve, Châtelperron, La Chaise, La Quina, Pech de l`Azé, Saint Césaire, Arcy-sur-Cure *etc.*); Spania (Atapuerca, Zaffaraya, El Sidrón, Figueira Brava, Carihuela, Banyoles, Quebrada, Esquileu *etc.*); Portugalia (Furninha, Lagar Velho); Gibraltar (Gorham's Cave, Forbes Quarry); Italia (Saccopastore, Monte Circeo, Guattari, Archi); Croația (Krapina, Vindija); Cehia (Ochoz, Kulna, Sipka); Grecia (Lakonis, Kalamakia) și mai spre est - Rusia (Mezmaiskaya - nordul Caucazului; Chagyrskaya, Okladnikov - sudul Siberiei); Uzbekistan (Teshik-Tash, Aman-Kutan) și până în Orient: Israel (Amud, Tabun, Kebara, Zuttiyeh); Syria (Dederyeh); Iraq (Shanidar). Din aceste situri s-au recuperat fosile aparținând la peste 200 de indivizi (inclusiv 70 de copii / tineri), a căror datare medie este situată între 120.000-35.000 B.P., iar formele primitive, proto-neanderthaliene indică apariția acestora la aproximativ 400.000 B.P. sau chiar anterior.

Omul de Neanderthal a avut multe caracteristici fizice comune cu formele timpurii ale omului modern (*Homo sapiens*), însă, o serie de trăsături specifice se fac remarcate, în special la nivel cranio-facial (Fig.VI.113): craniul este mai plat și mai alungit spre spate (zona occipitală prezintă *chignon*); masivul facial este voluminos și prognat, cu fosa nazală largă, fruntea teșită și torus supraorbital proeminent; mandibula este lungă și robustă, retro-orientată (apofiză mentonieră nedezvoltată), cu dentiție puternică și spațiu retromolar (formula dentară, însă, e identică cu cea modernă - 2:1:2:3); de asemenea, volumul endocranian este similar cu cel modern: 1.200-1,750 cm^3. Materialul molecular studiat indică faptul că un mare procent dintre neanderthalieni aveau pielea albă și părul roșcat. Foarte bine adaptat climatului glaciar al Pleistocenului, *Homo neanderthalensis* avea o statură mai joasă decât omul modern, însă era mai solid și cu membre inferioare mai scurte, cu un schelet cu oase și încheieturi robuste, mușchi puter-

nici. Din cauza aspectului său primitiv și caracterului simplist al habitatelor sale, a fost mult timp considerat arhetipul "omului cavernelor" - brut și ineficient - însă, cercetări mai recente au demonstrat că omul de Neanderthal poseda și funcții cognitive superioare, care depășeau nivelul bazic al supraviețuirii, vizând aria socială și artistică.



Fig.VI.113. (A) Comparație între un craniu de ***Homo neanderthalensis*** (stânga) și unul de ***Homo sapiens*** (dreapta); (B) *Homo neanderthalensis* - reconstituire 3D (Natural History Museum, Londra http://www.nhm.ac.uk/discover/the-neanderthal).

Siturile neanderthalienilor au asociată o industrie litică mai avansată decât cea a predecesorilor acestora, denumită ***Mousterian / Mode III*** (160.000-30.000 M.a.), după situl paleoantropologic Le Moustier din zona Dordogne, în sud-vestul Franței. În afara uneltelor mousteriene, au fost descoperite și artefacte neutilitare, realizate din cochilii, gheare, colți, pene, galeți *etc.* precum și un design simplu incizat sau colorat cu pigmenți naturali de tip ocru-brun (oxid de fier) și negru (oxid de mangan) - toate, foarte probabil, cu scop artistic.

Dispariția omului de Neanderthal s-a produs la aproximativ 41.000-30.000 B.P, însă a fost diferențiată geografic, unele grupuri persistând în Pen. Iberică (Zaffaraya - Spania și Gibraltar) până spre 29.000 B.P. Natura acestei dispariții este încă neclară, însă cea mai acceptată ipoteză este cea a coexistenței pe durata a cel puțin 80.000 de ani a neanderthalienilor cu oamenii moderni, nou sosiți din Africa și care aveau un mod de viață mai flexibil, adaptabil și inventiv, înlocuindu-i pe aceștia în cele din urmă.

Mult timp s-a crezut că neanderthalienii nu au constituit o bază genetică în evoluția spre omul modern, adică, nu au avut loc relații sexuale între indivizii celor două grupuri, astfel că aceștia ar fi dis-

părut fără descendenți. În secolul nostru, însă, studiile de A.D.N. au evoluat rapid, în special după publicarea în anul 2010 a secvenței complete a genomului omului de Neanderthal (Green *et al.*, 2010), indicând faptul că oamenii moderni din Eurasia prezintă cca. 2-4 % din genele neanderthalienilor, spre deosebire de populațiile africane, care nu au această moștenire genetică; în același timp, se pare că aportul genetic neanderthalian este mai ridicat pentru populațiile din estul Asiei, decât pentru cele europene.

Hibridizarea (sau reproducerea încrucișată) între populațiile de *Homo neanderthalensis* și cele de *Homo sapiens* a fost observată la fosilele umane din adăpostul de la Lagar Velho (Portugalia), descoperite în 1998 de echipa condusă de paleoantropologul portughez **Joao Zilhão** (n. 1957) și datate la 24.500 B.P. (Duarte *et al.*, 1999); acestea aparțin unui copil *Homo sapiens* și indică un aport important de gene ale lui *Homo neanderthalensis*.

În **Peștera cu Oase** din Munții Aninei (Caraș-Severin, România) au fost descoperite în anul 2002 forme hibridizate fosile (Fig.VI.114), de către echipa Institutului de Speologie "Emil Racoviță", condusă de paleoantropologul american **Erik Trinkaus** (n. 1948); acestea au fost datate la 42.000-37.000 B.P. (Trinkaus *et al.*, 2003). Specimenele *Oase 1* și *Oase 2* aparțin unei forme timpurii a omului modern (*Homo sapiens*), al cărui genom prezintă 6-9 % din genele lui *Homo neanderthalensis* - ceea ce constituie de trei ori mai mult decât oricare alt genom modern analizat, indicând o formă hibridă primară între cele două specii / subspecii umane și care a avut un predecesor neanderthalian foarte recent, cu doar patru - șase generații anterior (Qiaomei *et al.*, 2015). Interesant este faptul că aceste fosile prezintă similitudini genetice mai mari față de populațiile est-asiatice, decât față de cele europene de mai târziu, necontribuind la baza genetică a acestora, însă constituie una dintre cele mai vechi forme ale omului modern din Europa (Rougier *et al.*, 2007; Zilhão *et al.*, 2007), după fosilele de la Kent`s Cavern (U.K.), datate la 44.000-41.000 B.P. (Higham *et al.*, 2011).

Omul de Denisova (origine: Peștera Denisova - Siberia, Rusia; engl. *Denisovan*) reprezintă o specie / subspecie umană extinctă, ale cărei fosile au fost recent descoperite (după 2008) în Peștera Denisova din Munții Altai, din Siberia, de echipa cercetătorilor ruși condusă de paleoantropologul **Anatoly P. Derevianko** (n. 1943). Studiile realizate în acest sit au evidențiat prezența alături de denisovani și a neanderthalienilor, a oamenilor moderni, precum și a megafaunei pleistocene. Specimenele fosile *Denisova 2*, *3* și *4* (Fig.VI.115) sunt reprezentate de molari și falange specifice unei populații care a trăit cu aproximativ 50.000 de ani în urmă în Asia, extinzându-se din partea centrală a continentului până în sud-estul acestuia.

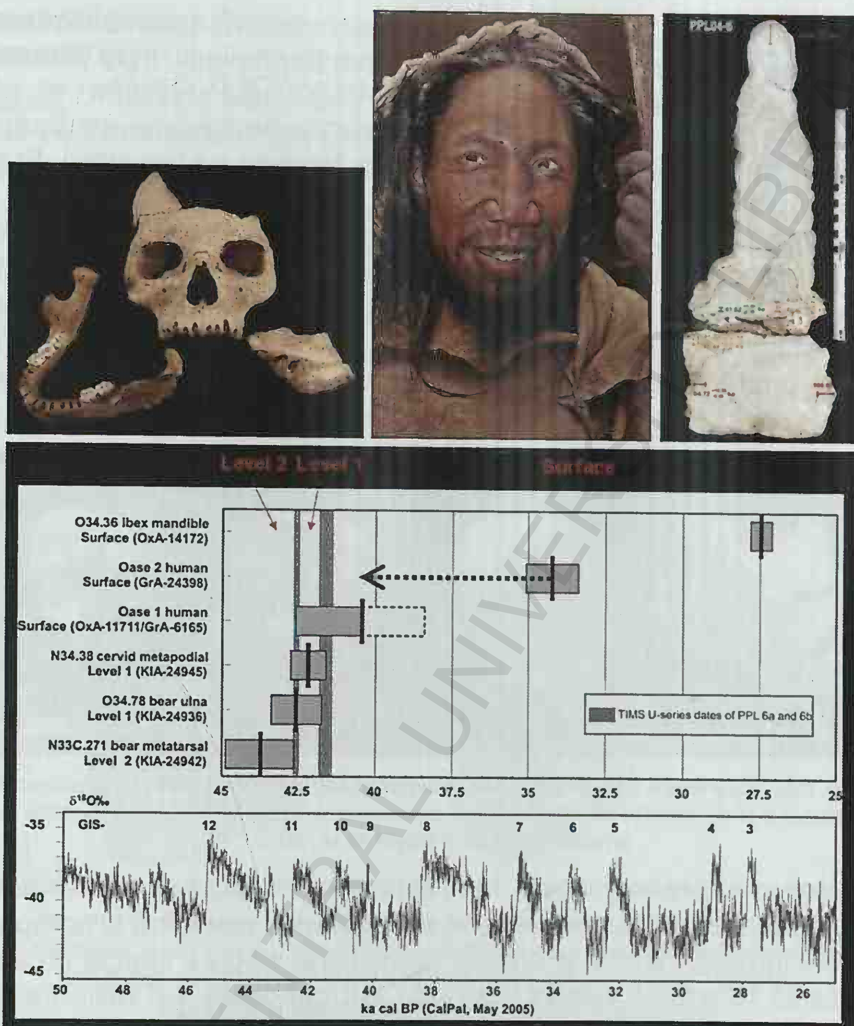


Fig.VI.114. *Peştera cu Oase* (Caraș-Severin): (**A**) Specimenele fosile ***Oase 1*** și ***Oase 2*** - datate la 42.000-37.000 B.P., aparţin uneia dintre cele mai vechi forme de ***Homo sapiens*** din Europa (Zilhão *et al.*, 2007; Rougier *et al.*, 2007) și conțin 6-9 % A.D.N. neanderthalian (Qiaomei *et al.*, 2015); (**B**) Reconstituire 3D a specimenului *Oase 2* (Daniela Hitzemann, 2017 - Neanderthal Museum, Mettmann, Germania); (**C**) Stalagmita PPL 04-6, pe care s-au realizat datări radiometrice; (**D**) Ansamblul datărilor realizate pe fosilele umane și pe elemente de megafaună fosilă pleistocenă (capră ibex, cervide, urside) (Grant CEEX 627/2005 http://www.iser.ro/ceex627/oase_ro.html).

Analizele de A.D.N. au indicat o înrudire apropiată a denisovanilor cu neanderthalienii, dar și hibridizarea acestora cu oamenii moderni, cele trei grupuri hominine având un predecesor comun la cca. 1 M.a. în urmă (Sawyer *et al.*, 2015). Mai exact, neandertha-

lienii și denisovanii s-au separat de linia evolutivă a oamenilor moderni la 765.000-550.000 B.P., iar neanderthalienii s-au separat genetic de denisovani la 473.000-445.000 B.P. (Prüfer *et al.*, 2014), fapt confirmat și de studiile realizate pe fosilele aparținând acestor două grupuri de la Sima de los Huesos - Atapuerca, Spania (Meyer *et al.*, 2016).

Denisovanii sunt mai apropiați genetic de populațiile est asiatice de astăzi, genomul lor contribuind în proporție de 4-6 % în A.D.N.-ul populațiilor din estul-sud-estul Asiei (Melanezia, Australia, Philippine) (Reich *et al.*, 2010; 2011) și cu aproximativ 0,2 % în cel al populațiilor din Asia continentală și al nativilor americani (Prüfer *et al.*, 2014).

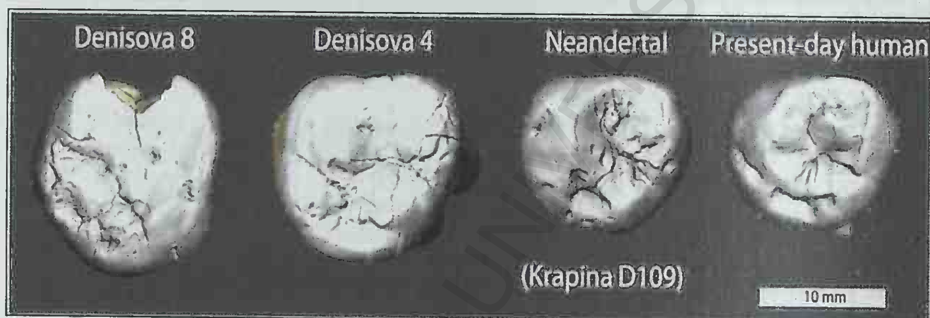


Fig.VI.115. Comparație între molarii fosili aparținând ***omului de Denisova*** (specimenele *Denisova 8* și *4*), ***omului de Neanderthal*** (specimenul *D109* de la Krapina, Croația) și ***omului modern*** (Sawyer *et al.*, 2015).

Homo sapiens (origine: lat. *homo* = om + *sapiens* = inteligent, savant) reprezintă omul superior, cu anatomie modernă și comportament inovativ, social și artistic, constituind singura specie umană existentă în actual, căreia îi aparțin toți cei peste 7,6 miliarde de oameni care trăiesc astăzi pe planeta noastră. *Homo sapiens* a apărut în Africa, unde s-au descoperit cele mai vechi fosile ale sale și apoi a migrat pe toate celelalte continente, mai puțin Antarctica.

Cercetările paleoarheologice, paleofaunistice și paleoantropologice de la Jebel Irhoud (Maroc), începute încă din anii `60, dar în special cele de după 2004, realizate de echipa condusă de paleoantropologul francez **Jean-Jacques Hublin** (n. 1953) au scos la lumină peste 22 de specimene fosile aparținând lui *Homo sapiens* și care reprezintă cele mai vechi fosile africane, datate la 315.000 B.P. (Hublin *et al.*, 2017; Richter *et al.*, 2017) (Fig.VI.116), cu aproape 100.000 ani mai mult decât ceea ce se cunoștea până la această descoperire. Anterior, cele mai vechi fosile ale lui *Homo*

sapiens din Africa erau cunoscute de la Omo Kibish (Etiopia - 195.000 B.P.) și Herto (Etiopia - 165.000 B.P.); fosilele de la Florisbad (Africa de Sud - 259.000 B.P.) (Grün *et al.*, 1996), sensibil mai vechi decât cele din Etiopia, nu au o poziție suficient clarificată ca aparținând lui *Homo sapiens*, ci mai curând sunt considerate ca o formă hibridă a acestuia cu *Homo heidelbergensis*. Alte fosile și urme de locuire ale lui *Homo sapiens* provenind de pe continentul african sunt și mai recente: Klasies (Africa de Sud - 125.000 B.P.), Border Cave (Africa de Sud - 90.000 B.P.), Blombos Cave (Africa de Sud - 100.000-70.000 B.P.). Toate aceste descoperiri indică o istorie evolutivă mai complexă a formelor umane moderne, care a implicat întreg continentul african și nu doar zona est-africană, așa cum s-a considerat până de curând.

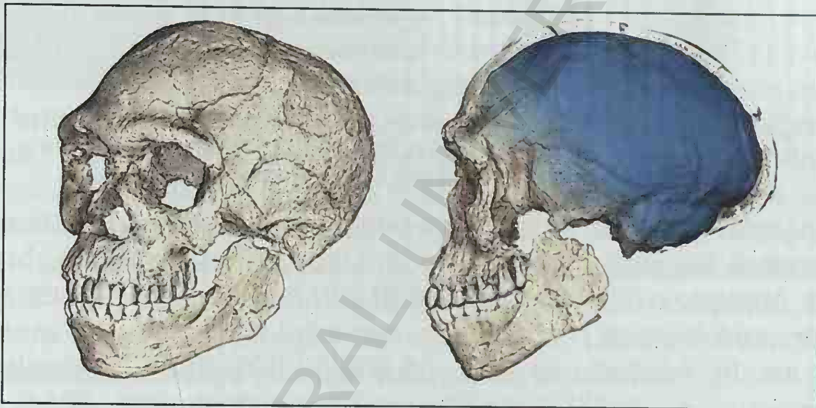


Fig.VI.116. ***Homo sapiens***: fosilele de la **Jebel Irhoud** (Maroc, 2004-2010), datate la 315.000 B.P. - reconstituire compozită realizată pe baza tomografiei computerizate a multiple fosile originale (https://www.mpg.de/11322481/oldest-homo-sapiens-fossils-at-jebel-irhoud-morocco).

Homo sapiens a migrat din Africa, cel mai probabil, pe ruta Arabia / Levant spre Eurasia, lăsând la Jebel Faya (Emiratele Arabe Unite - 120.000-90.000 B.P.) mărturii ale prezenței sale în această așa-numită "zonă de tranzit". În Israel, în grotele de la Skhul și Qafzeh (120.000-90.000 B.P.) s-au păstrat fosile considerate până de curând a fi cele mai vechi din afara Africii, însă descoperirea din 2003 a fosilelor din peștera de la Misliya (Muntele Carmel), datate la 177.000-194.000 B.P (Hershkovitz *et al.*, 2018) sugerează faptul că omul modern a migrat din Africa mult mai devreme decât s-a crezut anterior (Fig.VI.117).

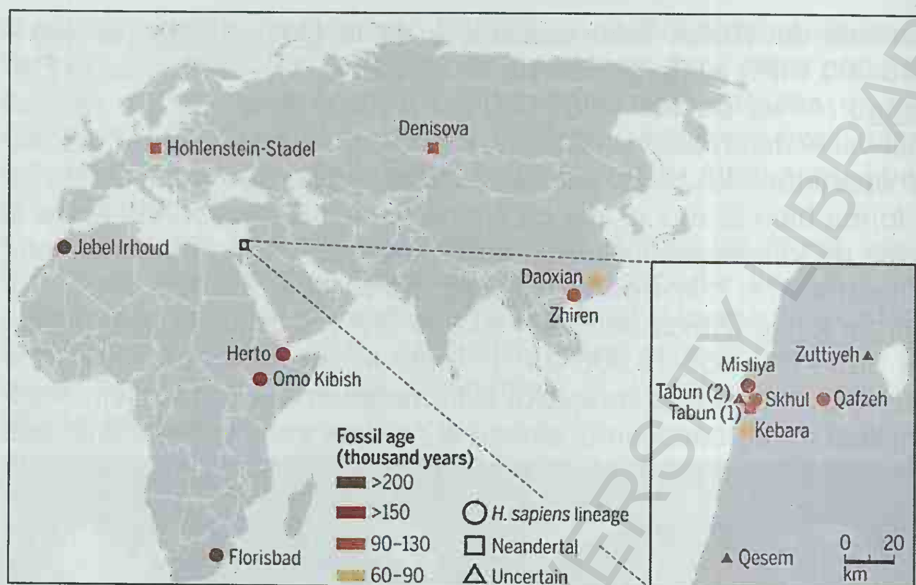


Fig.VI.117. Migrația lui ***Homo sapiens*** din Africa spre Eurasia pe ruta Arabia / Levant a avut loc înainte de cca. 177.000-194.000 B.P. - care este vârsta fosilelor descoperite la **Misliya** (Israel, 2003) (Hershkovitz *et al.*, 2018).

În estul și sudul Asiei, situri paleoantropologice în care s-au descoperit fosile ale omului modern se găsesc în China, Laos, India, Malayezia - datate la cca. 100.000-80.000 B.P., iar odată cu traversarea barierei maritime din sud-estul asiatic, *Homo sapiens* a ajuns în Australia la cca. 65.000-50.000 B.P.: Madjedbebe (Clarkson *et al.*, 2017), Lake Mungo (Fitzsimmons *et al.*, 2014).

În sud-estul Asiei, în peșterile de la Liang Bua, din Insula Flores (Indonezia), au fost descoperite în anii 2003-2005 o serie de fosile umane având ca trăsături specifice o talie foarte mică (1,1m înălțime) și capacitate endocraniană foarte redusă. Denumit ***Homo floresiensis***, acest hominin a fost datat la 100.000-60.000 B.P., însă dimensiunile sale reduse și mai ales poziția sa filogenetică au suscitat controverse în comunitatea științifică. Ipotezele enunțate l-au descris pe *Homo floresiensis* fie ca un descendent direct al lui *Homo erectus* din Asia, ale cărui fosile s-au descoperit în Java, fie ca fiind un *Homo sapiens* cu o patologie încă neclarificată (nanism hipofizar, cretinism, sindrom Down *etc.*), iar o a treia ipoteză îl considera o specie de *Homo* descendentă a unei lineații mai vechi din Africa. Analizele moleculare recente realizate pe mai multe specimene (Groves, 2007; Argue *et al.*, 2017) au revelat faptul că *Homo floresiensis* aparține unei lineații africane vechi, foarte probabil înrudită cu *Homo habilis*, cu care prezintă un predecesor comun, dar în mod cert nu este un descendent direct al lui *Homo erectus* din Asia și nici nu este înrudit direct cu *Homo sapiens*. Practic, caracteristicile sale genetice arată că *Homo floresiensis* este un relict al unei linii hominine divergente probabil la cca. 1,75 M.a., care a supraviețuit foarte mult timp în urma unei migrații foarte timpurii și necunoscute din Africa.

Homo sapiens a ajuns în Europa relativ târziu, foarte probabil la 45-43.000 B.P., iar dovezi ale prezenței și activității sale utilitare și artistice se găsesc la Cro-Magnon, La Quina, Abri Pataud, Mouthiers-sur-Boëme, Chancelade, Pech-Merle, Grotte Cosquer, Lascaux, Chauvet, Cap Blanc (Franța); Altamira, Camargo, Castillo, El Juyo (Spania); Lagar Velho (Portugalia); Grotta del Cavallo, Grimaldi, Balzi Rossi, Ripari Villabruna (Italia); Kent`s Cavern, Gower (Marea Britanie); Mladeč, Dolni Vestonice, Předmosti, Brno (Cehia); Kostenki (Rusia); Peștera cu Oase, Peștera Muierii, Cioclovina Uscată (România) (Soficaru *et al.*, 2006; Harvati *et al.*, 2007; Richards & Trinkaus, 2009).

Homo sapiens este cel care a ajuns în America de Nord traversând *Beringia* - teritoriu vast, mărginit la vest de fluviul Lena din Siberia (Rusia) și la est de fluviul Mackenzie din Yukon Territory (Canada), având în partea mediană un "pod continental" activat cu intermitență, în timpul perioadelor glaciare. Utilizând ruta de migrație a megafaunei pleistocene, omul modern a trecut în "Lumea Nouă" de mai târziu, colonizând progresiv cele două continente americane. Analizele genetice actuale și cele paleogenetice indică faptul că populațiile care au migrat în America de Nord erau originare din Siberia, de unde au sosit în *Beringia* și au staționat în timpul ultimului maximum glaciar (cca. 26.000 - 18.000 B.P.) (Tamm *et al.*, 2007; Fagundes *et al.*, 2008; Llamas *et al.*, 2016). Datările radiometrice recente realizate pe artefactele din situl Bluefish Caves (Yukon Territory, Canada) indică o ocupare umană a acestuia de la cel puțin 24.000 B.P. (Bourgeon *et al.*, 2017), devansând astfel cu cca. 10.000 de ani perioada cunoscută a sosirii oamenilor moderni pe continentul nord-american.

Fosilele lui *Homo sapiens* au caracteristicile populațiilor actuale: statură bipedă verticală, cu talie mai înaltă decât cea a lui *Homo neanderthalensis* și pilozitate corporală mai redusă; craniul rotunjit, cu profil vertical, frunte înaltă, fără torus supraorbital și cu mandibulă fină, cu apofiză mentonieră dezvoltată; cutia sa craniană a atins un volum substanțial: 1.300-1.500 cm^3. Prototipul omului modern fosil din Europa este considerat **omul de Cro-Magnon** (descoperit în situl Cro-Magnon, din localitatea Les-Eyzies-de-Tayac, Dordogne, Franța - sit UNESCO, 1979) (Fig.VI.118). Industriile litice asociate omului modern se circumscriu Paleoliticului Superior (50.0000-11.500 B.P.) și prezintă caractere evoluate, conti-

nând unelte, arme și în general tehnici de prelucrare simpliste la început și apoi din ce în ce mai elaborate - între acestea se remarcă: ***Aurignacianul*** (origine: situl *Aurignac* - Haute Garonne, Franța; engl. *Aurignacian*); ***Gravettianul*** (origine: situl *La Gravette* - Dordogne, Franța; engl. *Gravettian*); ***Solutréanul*** (origine: situl *Roche de Solutré* - Saône-et-Loire, Franța; engl. Solutrean); ***Magdalenianul*** (origine: adăpostul *La Madeleine* - Dordogne, Franța).

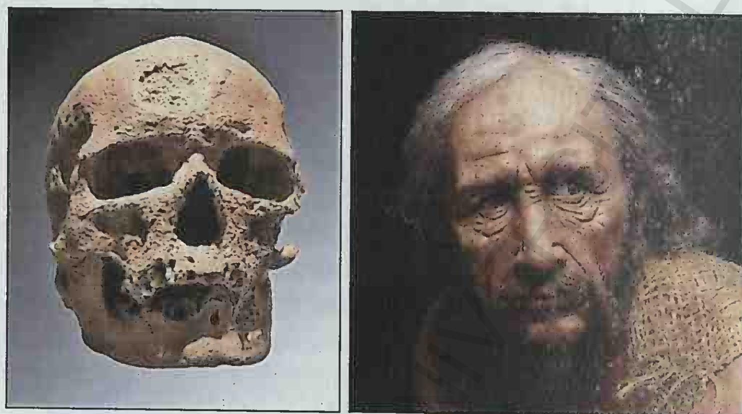


Fig.VI.118. *Omul de Cro-Magnon*: (**A**) Specimenul ***Cro-Magnon 1*** (Les-Eyzies-de-Tayac, Dordogne, Franța, 1868), datat la 28.000 B.P. (Musée de l'homme - Paris, Franța); (**B**) Reconstituire 3D (Expoziția Lascaux III) (www.lascaux.fr).

Manifestările artistice ale omului modern fosil (Fig.VI.119) indică o preocupare a acestuia pentru propria identitate, prin realizarea figurilor antropomorfe și antropozoomorfe, dar și o capacitate superioară de redare a realității înconjurătoare, precum și de conștientizare a morții și de abstractizare.





Fig.VI.119. Artă asociată lui *Homo sapiens*: (**A**) ***"Omul-leu"*** - figurină de fildeș de mamut - 31,1 cm (Hohlenstein-Stadel, Germania, 1939), datată la cca. 35.000 B.P. (Ulm Museum, Germania); (**B**) ***Venus din Willendorf*** - statuetă de calcar oolitic, colorat cu ocru roșu - 11,1 cm (Austria, 1908), datată la 27.000 B.P. (Naturhistoriches Museum, Viena); (**C**) ***Venus din Brassempouy*** - figurină de fildeș de mamut - 3,65 cm (Landes, Franța, 1892), datată la cca. 25.000 B.P. (Musée d`archéologie nationales, Saint-Germain-en-Laye, Franța); (**D**) ***Cueva de las Manos*** - pictură rupestră, colorată cu oxizi de fier, de mangan și caolinit (Santa Cruz, Argentina, 1876), datată la 13.000-9.000 B.P. (sit UNESCO, 1999); (**E**) Peștera ***Altamira*** - pictură rupestră (Cantabria, Spania, 1868), datată la 35.600-13.000 B.P. (sit UNESCO, 1985); (**F**) Peștera ***Lascaux*** - pictură rupestră (Dordogne, Franța, 1940), datată la 17.000 B.P. (sit UNESCO, 1979).

ANEXA 1

LISTĂ de ABREVIERI și TERMENI CONVENŢIONALI

A.D. (*Anno Domini Nostri Jesu Christi*) = locuţiune latină cu semnificaţia „după Christos", referitor la numărătoarea anilor în timpul erei noastre

arab.- limba araba

avant la lettre - (fr. - înainte de existența înscrisului) - a) (despre un termen) utilizat înainte de a exista în accepțiunea actuală ; b) (despre o persoană) înainte de timpul său

cca. - circa, aproximativ

Ed. - editori, editură

engl. - limba engleză

et al. (= *et alii* sau *et aliae*, lat.) - locuţiune latină cu semnificaţia „şi alţii (altele)"

etc. (= *et caetera*, lat.) - locuţiune latină cu semnificaţia „şi celelalte" sau „şi restul"

ex - termen latin cu semnificaţia „fost" sau „care a încetat să existe"

feedback - (engl. - conexiune inversă) - a) transmiterea unei informații evaluative sau corective asupra unei acțiuni, eveniment sau process, către sursa originară; b) returnarea parțială a rezultatelor sau efectelor unui proces spre sursă, cu scopul de a controla sistemul

fig. - figură

fr. - limba franceză

G.a. - miliarde de ani

germ. - limba germană

gr. - limba greacă

grosso modo - locuţiune latină cu semnificaţia „fără a intra în detalii"

hebr. - limba ebraică

hol. - limba olandeză

in situ - locuţiune latină cu semnificaţia „aflat în locul de origine"

IR - infraroşu = domeniu al radiaţiei electromagnetice, situat în vecinătatea domeniului *roşu* al spectrului vizibil şi caracterizat de lungimi de undă cuprinse între 750 nm - 1 mm

î.Chr. - înainte de Christos

K - grade Kelvin (temperatură)

lat. - limba latină

M.a. - milioane de ani
quasi - termen latin cu semnificația "aproape complet"
rus. - limba rusă
s - secundă
sanscr. - limba sanscrită
SEM - (= *scanning electron microscope,* engl.) = microscop electronic care realizează imagini prin focalizarea unui fascicol de electroni pe suprafaţa unei probe şi detectarea modului de interacţiune a acestora cu elementele probei
S.I. - Sistemul Internaţional (de unităţi de măsură)
sp. - limba spaniolă
sued. - limba suedeză
ş.a.m.d. - şi aşa mai departe
t - tone
tab. - tabel
turc. - limba turcă
TR - (= *terrae rarae*, lat.) - pământuri rare, adică elementele Sc, Y şi grupa lantanidelor; denumite în limba engleză ***REE*** (= *Rare Earth Elements*) - aceeași semnificație
UV - ultraviolet = domeniu al radiaţiei electromagnetice, situat în vecinătatea domeniului *violet* al spectrului vizibil şi caracterizat de lungimi de undă cuprinse între 400 nm - 10 nm
vice-versa - locuțiune latină cu semnificația "reciproc, în sens invers"
vol. - volum
X - radiaţii X sau Röntgen = radiaţii electromagnetice caracterizate de lungimi de undă cuprinse între 10 - 0,1 nm.

ANEXA 2

MARILE PROVINCII MAGMATICE

Localizarea Marilor Provincii Magmatice (engl. *Large Igneous Provinces, LIP*) din timpul Phanerozoicului, asociate erupțiilor panașelor mantelice de tip *hotspot* (**PO** = platou oceanic; **C** = zonă continentală) (Torsvik & Cocks, 2017).

Marile Provincii Magmatice	Vârsta (M.a.)	Tipul
Columbia River Basalts (CRB)	15	C
Ethiopia (ET)	31	C
North Atlantic Igneous Province (NAIP)	62	C
Deccan Traps (D)	65	C
Sierra Leone Rise (SL)	73	PO
Madagascar (M)	87	C / PO
Broken Ridge (BR)	95	PO
Hess Rise (HR)	99	PO
Central Kerguelen (CK)	100	PO
Agulhas Plateau (AP)	100	PO
Nauru (N)	111	PO
Southern Kerguelen (SK)	114	PO
Rajhmahal Traps (R)	118	C
Ontong Java / Manihiki Plateau (OJMP)	123	PO
Wallaby Plateau (W)	124	PO
Maud Rise (MR)	125	PO
Bunbury Basalts (BB)	132	C
Paraná - Etendeka (PR)	134	C
Gascoyne (G)	136	PO
Magellan Rise (MR)	145	PO
Shatsky Rise (SR)	147	PO
Argo Margin (AM)	155	PO
Karroo (K)	182	C
Central Atlantic Magmatic Province (CAMP)	201	C
Siberian Traps (SBT)	251	C
Emeishan (E)	258	C
Panjal Traps (PT)	285	C
Skagerrak (SCLIP)	297	C
Yakutsk (Y)	360	C
Altai - Sayan (AS)	400	C
Kalkarindji (KA)	510	C

BIBLIOGRAFIE

AGASSIZ L. (1840) - *Études sur les glaciers* - University of California.
(von) ALBERTI F.A. (1834) - *Beitrag zu einer Monographie des Bunter Sandsteins, Muschelkalks und Keupers und die Verbindung dieser Gebilde zu einer Formation* - Stuttgart: J.G. Cottaischen.
ALLÈGRE C.J. (2008) - *Isotope Geology* - Cambridge University Press.
ALVAREZ L.W., ALVAREZ W., ASARO F., MICHEL H. V. (1980) - *Extraterrestrial Cause for the Cretaceous - Tertiary Extinction* - Science, **208** (4448): 1095-1108.
ANDERS E. (1971) - *Meteorites and the Early Solar System* - Annual Reviews of Astronomy and Astrophysics, **9**, 1-34.
ANDERS E. & GREVESSE N. (1989) - *Abundances of Elements: Meteoritic and Solar* - Geochim. Cosmochim. Acta, **53**, 197-214.
ANDERSON D.L. (1971) - *The San Andreas Fault* - Scientific American vol. **225**, 87 - 102, San Francisco.
ANDRONE D. (2008) - *Geologie generală, vol. I - Mineralogie*, Tehnopress, Iaşi.
ANDRONE D. (2002) - *Géologie générale* - Ed. Universităţii „Al.I.Cuza" Iaşi.
ARDELEANU L., LEYDECKER G., BONJER K. P., BUSCHE H., KAISER D., SCHMITT T. (2005) - *Probabilistic seismic hazard map for Romania as a basis for a new building code* - Nat. Haz. Earth Syst. Sci., **5**, 679-684.
ARGUE D., GROVES C.P., LEE M.S.Y., JUNGERS W.L. (2017) - *The affinities of Homo floresiensis based on phylogenetic analyses of cranial, dental, and postcranial characters* - Journal of Human Evolution, Volume **107**, 107-133.
ARNDT N.T. (2013) - *The Formation and Evolution of the Continental Crust* - Geochem. Perspect. **2**, 406-533.
ASPLAND M., GREVESSE N., SAUVAL A.J., SCOTT P. (2009) - *The Chemical Composition of the Sun* - Annual Reviews of Astronomy and Astrophysics, **47**, 481-552.
ATANASIU I. (1961) - *Cutremurele de pământ din România* - Ed. Academiei, București.
ATANASIU I. & KRÄUTNER TH. (1941) - *Vorläufige Miteilung über das Erdbeben von 10 November 1940* - Bul. Sect. Sci.
AVOUAC J.-P. & TAPPONNIER P. (1993) - *Kinematic Model of Active Deformation in Central Asia* - Geophys. Res. Lett., **20**, 895-898.
BĂDESCU D. (2005) - *Evoluția tectono-stratigrafică a Carpaților Orientali în decursul Mesozoicului și Neozoicului* - Editura Economică, București, 308 pp.
BEGUN D.R. (2013) - *The Miocene Hominoid Radiations* - In: A Companion to Paleoanthropology - Blackwell, Oxford.
BENTON M.J., CSIKI Z., GRIGORESCU D., REDELSTORFF R., SANDER P.M., STEIN K., WEISHAMPEL D.B. (2010) - *Dinosaurs and the island rule: The dwarfed dinosaurs from Haţeg Island* - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **293**.

BENTON M.J. (2005) - *Vertebrate Palaeontology* - 3rd edition, Oxford, Blackwell.
BERNER R.A. (1997) - *The Rise of Plants and their Effect on Weathering and Atmospheric CO_2* - Science, **277**, 544-546.
BERRA F. & ANGIOLINI L. (2014) - *The Evolution of the Tethys Region throughout the Phanerozoic: a brief tectonic reconstruction* - In: L.Marlow, C.C.G. Kendall and L.A. Yose (Eds.), *Petroleum Systems of the Tethyan Region*. AAPG Memoir, **106**, 1-27.
BERZA T., CONSTANTINESCU E., VLAD Ș.-N. (1998) - *Upper Cretaceous magmatic series and associated mineralization in the Carpathian - Balkan orogen* - Resource Geology **48**, 291-306.
BIRCH F. (1965) - *Speculations on the Earth`s Thermal History* - Geological Society of America Bulletin, **76**, 133-154.
BOLTWOOD B. (1907) - *The Ultimate Disintegration Products of the Radioactive Elements. Part II. The disintegration products of uranium* - in *American Journal of Science* series 4, volume **23**, 77-88.
BORMANN P. (2012) - *New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP-2)* - IASPEI, GFZ German Research Centre for Geosciences, Potsdam.
BOSCHMAN L.M., van HINSBERGEN D.J.J., TORSVIK T.H. (2014), SPAKMAN W., PINDELL J.L. - *Kinematic Reconstruction of the Caribbean Region since the Early Jurassic* - Earth-Science Reviews, **138**, 102-136.
BOSWORTH W., HUCHON P., McCLAY K. (2005) - *The Red Sea and Gulf of Aden Basins* - Journal of African Earth Sciences **43**, 334-378.
BOTTENBERG H.C. (2012) - *Plate Kinematics of the Afro-Arabian Rift System with an Emphasis on the Afar Depression* - Doctoral Dissertations, 2237. http://scholarsmine.mst.edu/doctoral_dissertations/2237.
BOURGEON L., BURKE A., HIGHAM T. (2017) - *Earliest Human Presence in North America Dated to the Last Glacial Maximum: New Radiocarbon Dates from Bluefish Caves, Canada* - PLOS ONE 12 (1): e0169486.
BOWEN G. J. & ZACHOS J. C. (2010) - *Rapid carbon sequestration at the termination of the Paleocene - Eocene Thermal Maximum* - Nature Geoscience, **3**(12), 866-869.
BOWRING S.A. & WILLIAMS I.S. (2013) - Cover image of ELEMENTS, Vol. **9**, No.1: One Hundred years of Geochronology.
BOWRING S.A. & WILLIAMN I.S. (1999) - *Priscoan (4.00 - 4.03 Ga) Orthogneisses from Northwestern Canada* - Contrib. Mineral. Petrol., **134**, 3-16.
BREZINA A. (1895) - *Über Gefüge und Zusammensetzung der Meteoriten: Vortrag gehalten den 19 Dec. 1894* - Selbstverlag des Vereines zur Verbreitung natürwissenschaftlicher Kenntnisse.
BRUDZINSKI M.R., THURBER C.H., HACKER B.R., ENGDAHL E.R. (2007) - *Global Prevalence of Double Benioff Zones* - Science, vol. **316**, 1472-1474.
BRUNELLI D., SEYLER M., CIPRIANI A., OTTOLINI L., BONATTI E. (2006) - *Discontinuous Melt Extraction and Weak Refertilization of Mantle Peridotites at the Vema Lithospheric section (Mid-Atlantic Ridge)* - Journal of Petrology, **47**, 745-771.

BUFFETAUT E., GRIGORESCU D., CSIKI Z. (2002) - *A new giant pterosaur with a robust skull from the latest Cretaceous of Romania* Naturwissenschaften. **89** (4): 180-184.

BURKE K. (2011) - *Plate tectonics, the Wilson Cycle and mantle plumes: geodynamics from the top* - Annual Review of Earth and Planetary Sciences, **39**, 1-29.

BUSECK P.R. (1977) - *Pallasite Meteorites Mineralogy, Petrology and Geochemistry* - Geochim. Cosmochim. Acta, **41**: 711-740.

CALAIS E., VERGNOLLE M., SAN'KOV V., LUKHNEV A., MIROSHNITCHENKO A., AMARJARGAL S., DÉVERCHÈRE J. (2003) - *GPS Measurements of Crustal Deformation in the Baikal-Mongolia Area (1994-2002): Implications for Current Kinematics of Asia* - J. Geophys. Res., **108**(B10), 2501.

CANUP R.M. (2004) - *Dynamics of Lunar Formation* - Annual Review of Astronomy and Astrophysics, **42**, 441-475.

CAVENDISH H. (1798) - *Experiments to Determine the Density of the Earth* - In: MacKenzie, A. S. Scientific Memoirs Vol. **9**: The Laws of Gravitation. American Book Co. (published 1900), 59-105.

CHAMBERS J.E. (2001) - *Making More Terrestrial Planets* - Icarus, **152**, 205-224.

CHARVET J. (2002) - *Tectonic Evolution of the Alpine Orogen* - PPT Presentation (Institut des Sciences de la Terre d`Orléans, France).

CHEW D.M. & STRACHAN R.A. (2013) - *The Laurentian Caledonides of Scotland and Ireland* - From: Corfu, F., Gasser, D. & Chew, D. M. (Eds.) New Perspectives on the Caledonides of Scandinavia and Related Areas. Geological Society, London, Special Publications, 390.

CHOROWICZ J. (2005) - *The East African Rift System* - Journal of African Earth Sciences **43**, 379-410.

CIOBANU C.L., COOK N.J., STEIN, H. (2002) - *Regional setting and Re - Os age of ores at Ocna de Fier Dognecea (Romania) in the context of the banatitic magmatic and metallogenic belt* - Mineralium Deposita **37**, 541-567.

CLACK J.A. (2002) - *Gaining Ground: The Origin and Evolution of Tetrapods* - Bloomington: Indiana University Press.

CLARK P.U., DYKE A.S., SHAKUN J.D., CARLSON A.E., CLARKJ., WOHLFARTH B., MITROVICS J.X., HOSTETLER S.W., McCABE A.M. (2009) - *The Last Glacial Maximum* – Science, Vol. **325**, Issue 5941, 710-714.

CLARKSON C., JACOBS Z., MARWICK B., FULLAGAR R., WALLIS L., SMITH M., ROBERTS R.G., HAYES E., LOWE K., CARAH X., FLORIN S.A., McNEIL J., COX D., ARNOLD L.J., HUA Q., HUNTLEY J., BRAND H.E.A., MANE T., FAIRNBAIRN A., SHULMEISTER J., LYLE L., SALINAS M., PAGE M., CONNELL K., PARK G., NORMAN K., MURPHY T., PARDOE C. (2017) - *Human occupation of northern Australia by 65,000 years ago* - Nature **547**, 306-310.

CLIFT P. & VANUCCHI P. (2004) - *Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust* - Rev. Geophys., Vol. **42**, Issue 2.

CLOUD P.E. (1976) - *Major Features of Crustal Evolution* - Geological Society of South Africa.
COCKS L.R.M. & FORTEY R.A. (2009) - *Avalonia: a long-lived terrane in the Lower Paleozoic?* - In: M.G. Bassett (Ed.), *Early Paleozoic Peri-Gondwana Terranes*. Geological Society London Special Publications, **325**, 141-155.
COFFIN M., DUNCAN R., ELDHOLM O., FITTON G., FREY F.A., LARSEN H.C., MAHONEY J.J., SAUNDERS A.D., SCHLICH R., WALLACE P.J. (2006) - *Large Igneous Provinces and Scientific Ocean Drilling, Status Quo and a Look Ahead* - Oceanography, Vol. **19**, No. 4, 150-160.
COMPSTON W. & PIDGEON R.T. (1986) - *Jack Hills, evidence of more very old detrital zircons in Western Australia* - Nature **321**, 766-769.
CONSTANTINESCU L. & MÂRZA V.I. (1980) - *A Computer-Compiled and Computer-Oriented Catalogue of Romania's Earthquakes during a Millennium (A.D. 984-1979)* - Rev. Roum. Géophys. **24**: 193-234.
CONSTANTINESCU L., CONSTANTINESCU P., CORNEA I., LĂZĂRESCU V. (1976) - *Recent seismic information on the Lithosphere in Romania* - Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., Ser. Géophys., **20**, 33-40.
CORNEA, I., MĂRMUREANU, GH., ONCESCU, M., BĂLAN, F. (1987) - *Introducere în mecanica fenomenelor seismice și inginerie seismică* - Ed. Academiei Române, București.
CORNEA I. & RADU, C. (1979) - *Monografie asupra cutremurului din 4 martie 1977* - CSEN-ICEFIZ, Bucureşti - Măgurele.
CORTI G., BASTOW I.D., KEIR D., PAGLI C., BAKER E. (2015) - *Rift-related Morphology of the Afar Depression* - In: *Landscapes and Landforms of Ethiopia*, Billi P. (Ed.), Series: World Geomorphological Landscapes, Springer, 251-274.
CORTI G. (2014) - *The Ethiopian Rift Valley* - National Research Council of Italy, Institute of Geosciences and Earth Resources. Retrieved March 19, 2014.
CORTI G. (2009) - *Continental Rift Evolution: From Rift Initiation to Incipient Break-up in the Main Ethiopian Rift, East Africa* - Earth-Science Reviews, vol. **96**, Issues 1-2, 1-53.
(von) COTTA, B. (1864) - *Erzlagerstätten im Banat und in Serbien* - Braumüller, Wien, 108 p.
COURTILLOT V.E. & RENNE P.R. (2003) - *On the Ages of Flood Basalt Events* - C.R. Geoscience, **335**, 113-140.
CREER, K. M., IRVING E., NAIRN A.E.M., RUNCORN S.K. (1958) - *Palaeomagnetic Results from Different continents and Their Relation to the Problem of Continental Drift* - Annales Géophysiques **14**: 492-501.
CROWLEY T.J. & NORTH G.R. (1991) - *Paleoclimatology* - Oxford Monographs on Geology and Geophysics no. 16. vii + 339 pp. New York, Oxford: Oxford University Press. ISBN 0 19 503963 7.
CSIKI Z., BENTON M.J. (2010) - *An island of dwarfs - Reconstructing the Late Cretaceous Haţeg palaeoecosystem* - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 293, 265-270.
CUFFARO M., CARMINATI E., DOGLIONI C. (2006) - *Horizontal versus Vertical Plate Motions* - eEarth Discussions, 1, 63-80, http://www.electronic-earth-discuss.net/1/63/2006/eed-1-63-2006. html.

CUNNINGHAM W. D. *(2001) - Cenozoic Normal Faulting and Regional Doming in the Southern Hangay Region, Central Mongolia: Implications for the Origin of the Baikal Rift Province* - Tectonophysics, **331**, 389-411.
DAHLEN F. A. (1990) - *Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges* - Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 18, 55-99.
DANA J.D. (1875) - *Manual of geology: Treating of the Principles of the Science with Special Reference to American geological history, for the use of colleges, academies, and schools of science* - (3 ed.) New York: Ivison, Blakeman, Taylor and Co.
DANIŠÍK M., McINNES B.I.A., KIRKLAND C.L., McDONALD B.J., EVANS N., BECKER Th. (2017) - *Seeing is believing: Visualization of He distribution in zircon and implications for thermal history reconstruction on single crystals* - Science Advances, Vol. **3**, no. 2, e1601121.
DAVIES J.H. & DAVIES D.R. (2010) - *Earth`s surface heat flux* - Solid Earth **1**, 5-24.
DAVIES K.J.A. & URSINI F. (1995) - *The Oxygen Paradox* - Cleup University Press; Padova, Italy, 1-811.
DeMETZ C., GORDON R. G., ARGUS D. F. (2010) - *Geologically current plate motions* - Geophysical Journal International, **181**(1), 1-80.
de WEVER P. (2017) - *Le beau livre de la Terre* - Dunod, Paris.
DIETZ R. S. (1972) - *Geosynclines, Mountains and Continent-building,* in Wilson J.T.: *Continents adrift and Continents aground* - Readings from Scientific American: W.H. Freeman & Comp., 103-111.
DIETZ R. S. (1961) - *Continent and Ocean Basin Evolution by Spreading of the Sea Floor* - Nature, **190** (4779): 854-857.
DiMICHELE W.A., GASTALDO R.A., PFEFFERKORN H.W. (2005) - *Plant Biodiversity Partitioning in the Late Carboniferous and Early Permian and its implications for Ecosystem Assembly* - Proceedings of the California Academy of Sciences, **56**, Supplement 1(4), 32-49.
DJOKIC T., VAN KRANENDONK M.J., CAMPBELL K.A., WALTER M.R., WARD C.R. (2017) - *Earliest signs of life on land preserved in ca. 3.5 Ga hot spring deposits* - Nature Communications **8**, Art. No. 15263.
DODD M.S., PAPINEAU D., GRENNE T., SLACK J.F., RITTNER M., PIRAJNO F., O`NEIL J., LITTLE C.T.S. (2017) - *Evidence for early life in Earth's oldest hydrothermal vent precipitates* - Nature, **543**, 60-64.
DOMEIER M. & TORSVIK T.H. (2014) - *Plate Tectonics in the Late Paleozoic* - Geoscience Frontiers, **5**, 303-350.
DRAKE M.J. & RIGHTER K. (2002) - *Determining the Composition of the Earth* - Nature, **416**, 39-44.
DRĂGHICEANU M. (1896) - *The earthquakes in Romania and neighboring countries* (in French) - 84 p., Bucharest.
DUARTE C., MAURÍCIO, J, PETTITT P.B., SOUTO P., TRINKAUS E., van der PLICHT H. ZILHÃO J. (1999) - *The early Upper Paleolithic human skeleton from the Abrigo do Lagar Velho (Portugal) and modern human emergence in the Iberian Peninsula* - Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America. PNAS. **96** (13): 7604-7609.

DZIEWONSKI A.M. & ANDERSON D.L. (1981) - *Preliminary Reference Earth Model* - Physics of the Earth and Planetary Interiors, **25**, 297-356.
EBEL D.S. (2006) - *Condensation of Rocky Material in Astrophysical Environment* - In: Meteorites and the Solar System II, Lauretta & McSween, Eds., University of Arizona, Tucson, U.S.A.
EMILIANI C. (1955) - *Pleistocene temperatures* - Journal of Geology, **63**, 538-578.
ENESCU D., POPESCU E., RADULIAN M., (1996) - *Source characteristics of the Sinaia (Romania) sequence of May-June 1993* - Tectonophysics, **261**, 39-49.
ENGLAND P.C. & KATZ R.F. (2010) - *Melting above the anhydrous solidus controls the location of volcanic arcs* - Nature **467**, 700-703.
EUCKEN A. (1944) - *Physikalisch-chemische Betrachtungen über die früheste Entwichlungsgeschichte der Erde* - Nachrichten Akademischen Wissenschaften Götingen, Math.-Phys. Klasse Heft **1**, 1-25.
EWING W.M., DORMAN H.J. ERICSON J.N., HEEZEN B.C. (1953) - *Exploration of the Northwest Atlantic Mid-ocean Canyon* - Bulletin of the Geological Society of America **64**, p. 865-868.
FAGUNDES N.J., KANITZ R., ECKERT R., VALLS A.C., BOGO M.R., SALZANO F.M. (2008) - *Mitochondrial population genomics supports a single pre-Clovis origin with a coastal route for the peopling of the Americas* - The American Journal of Human Genetics, **82**(3): 583-592.
FARRINGTON O.C. (1907) - *Analysis of Iron Meteorites, Compiled and Classified* - Field Columbian Museum Pub. 120, Geol. Ser. Vol. **3**, 59-110.
FICHTER L.S. (1999a) - *The Wilson Cycle: http://csmres.jmu.edu/geollab/Fichter/Wilson/Wilson.html.*
FICHTER L.S. (1999b) - *Tectonic Rock Cycles: http//csmres.jmu.edu/geollab/Fichter/Wilson/PTRC.html.*
FICHTER L.S. & PYLE E.J. (2007) - *Wilson Cycle Poster: Tonowanda, New York, Science Kit and Boreal Laboratories.*
FIELDING C.R., FRANCK T.D., ISBELL J.L. (Eds.) (2008) - *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space* - Geological Society of America, Special Paper, 441.
FILIPESCU SORIN (2002) - *Stratigrafie* - Presa Universitară Clujeană, Cluj Napoca.
FLECKER R., KRIJGSMAN W., CAPELLA W., de CASTRO MARTINS C., DMITRIEVA E., MAYSER J.P., MARZOCCHI A., MODESTU S., OCHOA D., SIMON D., TULBURE M., van den BERG B., van der SCHEE M., de LANGE G., ELLAM R., GOVERS R., GUTJAHR M., HILGEN F., KOUWENHOVEN T., LOFI J., MEIJER P., SIERRO F.J., BACHIRI N., BARHOUN N., ALAMI A.C., CHACON B., FLORES J.A., GREGORY J., HOWARD J., LUNT D., OCHOA M., PANCOST R., VINCENT S., YOUSFI M.Z. (2015) - *Evolution of the Late Miocene Mediterranean-Atlantic gateways and their impact on regional and global environmental change* - Earth-Science Reviews, **150**, 365-392.
FRANCE - LANORD C. (2014) - *Himalayan erosion* - CRPG, Nancy http://recherche.crpg.cnrs-nancy.fr/spip.php?article1150& lang=fr.

FRANKE W., COCKS L.R.M., TORSVIK T.H. (2017) - *The Palaeozoic Variscan oceans revisited* - Gondwana Research **48**, 257-284.
FURLONG K.P. & SCHWARTZ S. Y. (2004) - *Influence of the Mendocino Triple Junction on the Tectonics of coastal California* - Annu. Rev. Earth Planet. Sci. **32**: 403-33.
GAINES R.R., HAMMARLUND E.U., HOUE X., QI C., GABBOTT S.E., ZHAO Y., PENG J., CANFIELD D.E. (2012) - *Mechanism for Burgess Shale-type preservation* - Proc. Nat. Acad. Sci. USA, **109** (14), 5180-5184.
GĂINĂ C., TORSVIK T.H., van HINSBERGEN D. (2013 b) - *The African Plate: A History of Oceanic Crust Accretion and Subduction since the Jurassic* - Tectonophysics, **604**, 4-25.
GANGOPADHYAY A., WALKER R.J., HANSKI E., SOLHEID P.A. (2006) - *Origin of Paleoproterozoic Komatiites at Jeesiörova, Kittilä Greenstone Complex, Finnish Lapland* - Journal of Petrology, Volume **47**, Issue 4, 773-789.
GARNERO E.J. & McNAMARA (2008) - *Structure and Dynamics of Earth`s Lower Mantle* - Science, **320**, 626-628.
GARNERO E.J., LAY T., McNAMARA A. (2007) - *Implications of lower-mantle structural heterogeneity for existence and nature of whole-mantle plumes* - In: G.R. Foulger & D.M. Jurdy (Eds.): *Plates, Plumes and Planetary Processes*, Geological Society of America Special Paper, **430**, 79-101.
GERBOVA V.G. & TIKHOMIROV V.V. (1982) - *Russian school contribution to the birth and development of Neotectonics* - Geologische Rundschau, **71**: 513-518.
GHIENNE J.F., MONOD O., KOZLU H., DEAN W.T. (2010) - *Cambrian - Ordovician depositional sequences in the Middle East : A perspective from Turkey* - Earth-Science Reviews, **101**, 101-146.
GILMOUR J.D., PRAVDIVTSEVA O.V., BUSFIELD A., HOHENBERG M. (2006) - *The I-Xe Chronometer and the Early Solar System* - Meteoritic and Planetary Science, **41**: 19-31.
GIZZI F.T. (2015) - *Worldwide trends in research on the San Andreas Fault System* - Arabian Journal of Geosciences, DOI 10.1007/s12517-015-1878-4.
GOLDREICH P. & WARD W.R. (1973) - *The Formation of Planetesimals* - Astrophysical Journal, **183** (1973), 1051-1062.
GOLDSCHMIDT V.M. (1937) - *Geochemische Verteilungs-gesetzte der Elemente. IX.* - Die Mengenverhältnisse der Elemente und der Atom-Arten, Skrifter Norske Videnskaps Akademi I. Mathematisk-Naturvidenskapelig klasse, No 4, Oslo 1937/1938, pp. 148. (Sau **Goldschmidt, V.M., 1937**, J. Amer. Chem. Soc., 655, 1937).
GOMES R, LEVINSON H.F., TSIGANIS K., MORBIDELLI A. (2005) - *Origin of the cataclysmic Late Heavy Bombardment period of the terrestrial planets* - Nature. **435** (7041): 466-469.
GRAHAM R., KAYMAKCI N., HORN B.W. (2013) - *Revealing the Mysteries of the Black Sea* - GEO ExPRO, vol. **10**, no. 5, 57-62.
GREEN R.E., KRAUSE J., BRIGGS A.W., MARICIC T., STENZEL U., KIRCHER M., PATTERSON N., *et al.* (2010) - *A Draft Sequence of the Neanderthal Genome* - Science **328**, Issue 5979, 710-722.

GREGORY J.W. (1921) - *The Rift Valleys and Geology of East Africa* - Seely Service, London, 479 p.
GREGORY J.W. (1896) - *The Great Rift Valley* - John Murray, London, 422 p.
GRIGORESCU D. (2010) - *The Latest Cretaceous fauna with dinosaurs and mammals from the Haţeg Basin - A historical overview* - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **293**.
GROVE T.L., CHRISTY B.T., KRAWCZYNSKI M.J. (2012) - *The Role of H_2O in Subduction Zone Magmatism* - Annual Review of Earth and Planetary Sciences Vol. **40**: 413-439.
GROVES C.P. (2007) - *The Homo floresiensis Controversy* - HAYATI Journal of Biosciences, Vol. 14, No. 4, 123-126.
GRÜN R., BRINK J.S., SPOONER N.A., TAYLOR L., STRINGER C.B., FRANCISCUS R.G., MURRAY A.S. (1996) - *Direct dating of Florisbad hominid* - Nature. **382** (6591), 500-501.
GRÜNTHAL G. (1998) - *European Macroseismic Scale 1998 EMS-98, (Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie; 15)* - Luxembourg: Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, 101 p.
GRÜNTHAL G. & STROMEYER D. (1992) - *The recent crustal stress field in Central Europe: trajectories and finite element modeling* - J. Geophys. Res., **97**, 11805-11820.
GULICK S., MORGAN J., MELLETT C.L., and the Expedition 364 Scientists (2017) - *Expedition 364 Preliminary Report: Chicxulub: Drilling the K-Pg Impact Crater* - International Ocean Discovery Program.
GUTENBERG B. (1959) - *Physics of the Earth`s Interior* - Academic Press, New York.
GUTENBERG B. (1957) - *The boundary of Earth inner core* - Trans. Am. Gph. Union, **38**, 750-753.
GUTENBERG B. (1955) - *Magnitude and energy of earthquakes* - Nature, **176**.
GUTENBERG B. (1951) - *Internal Constitution of the Earth* - Dover Ed., New York.
GUTENBERG B. (1945 c) - *Magnitude determinations of deep-focus earthquakes* - Bull. Seism. Soc. Am., **35**, 117-130.
GUTENBERG B. (1945 b) - *Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes* - Bull. Seism. Soc. Am., **35**, 3-12.
GUTENBERG B. & Richter C.F. (1956) - *Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration* - Bull. Seism. Soc. Am., **46**, 105-145.
GUTENBERG B. & Richter C.F. (1945) - *Seismicity of the Earth* - Princeton University Press.
GUY F., LIEBERMAN D.E., PILBEAM D., PONCE de LEÓN M., LIKIUS A., MACKAYE H.T., BRUNET M. (2005) - *Morphological affinities of the Sahelanthropus tchadensis (Late Miocene hominid from Chad) cranium* - Proc. Natl Acad. Sci. USA **102**, 18 836-18 841.
HAILE-SELASSIE Y., SUWA G., WHITE T.D. (2004) - *Late Miocene teeth from Middle Awash, Ethiopia, and early hominid dental evolution* -Science **303**, 1503-1505. (doi:10.1126/science.1092978).

HALAVÁTS G. (1897) - *Adatok a Hátszegi medence földtani viszonyainak ismeretéhez* - Magyar Királyi Földtani Intézet, Évi Jelentések 1896-ról, 90-95.
d\`HALLOY d\`OMALIUS J.B.J. (1822) - *Observations sur un essai de carte géologique de France, des Pays-Bas et des contrées voisines* - Annales des Mines, **7**, 353-376.
HANCOCK P. L. & WILLIAMS G. D., (1986) - *Neotectonics* - J. Geol. Soc. London, **143**, 325-326.
HAQ B.U. & SHUTTER S.R. (2008) - *A Chronology of Paleozoic Sea-level Changes* - Science, **322**, 64-68.
HARPER D.A.T., HAMMARLUND E.U., RASMUSSEN C.M.Ø. (2014) - *End Ordovician extinctions: A coincidence of causes* - Gondwana Research, Vol. **25**, Issue 4, 1294-1307.
HARRISON T. (2017) - *Miocene Primates* - In: *International Encyclopedia of Primatology*, Augustin Fuentes Ed., John Wiley & Sons.
HARTZ E.H. & TORSVIK T.H. (2002) - *Baltica upside down: a new plate tectonics model for Rodinia and the Iapetus Ocean* - Geology, **30**, 255-258.
HARVATI K., GUNZ P., GRIGORESCU D. (2007) - *The partial cranium from Cioclovina, Romania: morphological affinities of an early modern European* - Meeting abstracts. Philadelphia PA: Paleoanthropology Society.
HASEGAWA A., UMINO N., TAKAGI A. (1978) - *Double-planed structure of deep seismic zone in northeastern Japan arc* -Tectonophysics, **47**(1-2), 43-58.
HAUG G. É. (1907) - *Traité de Géologie I, Les phénomènes géologiques* - Paris, A.Colin.
HAUSER F., RĂILEANU V., FIELITZ W., BALA A., PRODEHL C., POLONIC G., SCHULZE A. (2001) - *VRANCEA 99 - The crustal structure beneath the Southeastern Carpathians and the Moesian Platform from a seismic refraction profile in Romania* - Tectonophysics **340** (3-4), 233-256.
HAYASHI C., NAKAZAWA K., ADACHI I. (1977) - *Long-term Behavior of Planetesimals and the Formation of the Planets* - Publications of the Astronomical Society of Japan, **29** (1977), 163-196.
HAYES G.P., MYERS E.K., DEWEY J.W., BRIGGS R.W., EARLE P.S., BENZ H.M., SMOCZYK G.M., FLAMME H.E., BARNHART W.D., GOLD R.D. & FURLONG K.P. (2017) - *Tectonic summaries of magnitude 7 and greater earthquakes from 2000 to 2015*: U.S. Geological Survey Open-File Report 2016-1192 - 148 p.
HAYS J.D., IMBRIE J., SHACKLETON N.J. (1976) - *Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages* - Science. **194** (4270): 1121-1132.
HÉBERT R., BEZARD R., GUILMETTE C., DOSTAL J., WANG C.S., LIU Z.F. (2012) - *The Indus - Yarlung Tsangpo Ophiolites from Nanga Parbat to Namche Barwa Syntaxes, Southern Tibet: First Synthesis of Petrology, Geochemistry, and Geochronology with Incidences on Geodynamic Reconstructions of Neo-Tethys* - Gondwana Res. **22** (2):377-397.
HEEZEN B. C. & THARP M. (1954) - *Physiographic Diagram of the Western North Atlantic* - Bulletin of the Geological Society of America **65**, p. 1261.
HEPITES Ș. (1893) - *Registrul cutremurelor de pământ din România (1838-1892)* - An. Inst. Meteorol. Rom., VI, 55-69.

HERSHKOVITZ I., WEBER G.W., QUAM R., DUVAL M., GRÜN R., KINSLEY L., AYALON A., BAR-MATTHEWS M., VALLADAS H., MERCIER N., ARSUAGA J.L., MARTINON-TORRES M., BERMUDEZ de CASTRO J.M., FORNAI C., MARTIN-FRANCES L., SARIG R., MAY H., KRENN V.A., SLON V., RODRIGUEZ L., GARCIA R., LORENZO C., CARRETERO J.M., FRUMKIN A., SHAHACK-GROSS R., BAR-YOSEF MEYER D.E., CUI Y., WU X., PELED N., GROMAN-YAROSLAVSKI I., WEISSBROD L., YESHURUN R., TSATSKIN A., ZAIDNER Y., WEINSTEIN-EVRON M. (2018) - *The earliest modern humans outside Africa* - Science, **359**, Issue 6374, 456-459.

HESS H. H. (1962) - *History of Ocean Basins* - In: Petrologic studies: A Volume to Honor of A. F. Buddington - Ed. A. E. J. Engel, Harold L. James; B. F. Leonard. Boulder, CO: Geological Society of America. 599-620.

HEURET A. & LALLEMAND S. (2005) - *Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation* - Phys. Earth Planet. Inter., **149**, 31-51.

HIGHAM T., COMPTON T., STRINGER C., JACOBI R., SHAPIRO B., TRINKAUS E., CHANDLER B., GRÖNING F., COLLINS C., HILLSON S., O`HIGGINS P., FITZGERALD C., FAGAN M. (2011) - *The earliest evidence for anatomically modern humans in northwestern Europe* - Nature, **479** (7374), 521-524.

HILL M.N. & LAUGHTON A.S. (1954) - *Seismic Observations in the Eastern Atlantic, 1952* - Proceedings of the Royal Society of London, series A, mathematical & physical sciences **222 (1150)**, 348-356.

(van) HINSBERGEN D.J.J., LIPPERT P.C., DUPONT-NIVET G., McQUARRIE N., DOUBROVINE P.V., SPAKMAN W., TORSVIK T.H. (2012) - *Greater India Basin hypothesis and a two-stage Cenozoic collision between India and Asia* - Proceedings of the National Academy of Sciences, 109, 7659-7664.

(van) HINSBERGEN D.J.J., BUITER S.J.H., TORSVIK T.H. (2011) - *The Formation and Evolution of Africa: A Synopsis of 3.8 G.a. of Earth History* - Geological Society, London, Special Publication, **357**.

HOLMES A. (1946) - *An Estimate of the Age of the Earth* - Nature, **57**, 680-684.

HOLMES A. (1927) - *The Age of the Earth* - Ernest Benn Ltd., London.

HOLMES A. (1913) - *The Age of the Earth* - Harper and Bros. London (http://archive.org/details/ageofearth00holmuoft).

HOUTERMANS F.G. (1946) - *Die Isotenhaufigkeit im natürlichen Blei und das Alter des Urans* - Naturwissenschsften, **33**, 185-186.

HUBLIN J.-J., BEN-NCER A., BAILEY S.E., FREIDLINE S.E., NEUBAUER S., SKINNER M.M., BERGMANN I., Le CABEC A., BENAZZI S., HARVATI K., GUNZ P. (2017) - *New fossils from Jebel Irhoud, Morocco and the pan-African origin of Homo sapiens* - Nature **546**, 289-292.

HUC A.-Y. (2016) - *Source Rocks: Global and Regional Control on Organic Matter Accumulation: Middle East Examples* - Search and Discovery Article #30456 (2016).

(von) HUENE R. & SCHOLL D.W. (1991) - *Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion and the growth of continental crust* - Rev. Geophys., **29**, 279-316.

HUGHES A. L. C., GYLLENCREUTZ R., LOHNE Ø. S., MANGERUD J., SVENDSEN J. I. (2016) - *The last Eurasian ice sheets - a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1* - Boreas, Vol. **45**, 1-45.
HUSSON L., BERNET M., GUILLOT S., HUYGHE P., MUGNIER J.-L., REPLUMAZ A., ROBERT X., Van der BEEK P. (2014) - *Dynamic ups and downs of the Himalaya* - GEOLOGY, vol. **42**; no. 10; 839-842; Data Repository item 2014299 | doi: 10.1130/G36049.1.
HUSSONG D. M. & FRYER P. (1981) - *Structure and tectonics of the Mariana arc and fore-arc: Drillsite selection surveys*, in: D.M. Hussong, S. Uyeda *et al.*, 1981, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 60, U.S. Gov't Printing Office, Washington, D.C., 33-44.
HUYGENS C. (1690) - *Traité de la lumière* - Leiden, Netherlands.
IIZUKA T., HORIE K.I., KOMIYA T., MARUYAMA S., HIRATA T., HIDAKA H., WINDLEY B.F. (2006) - *4.2 Ga zircon xenocryst in an Acasta gneiss from northwestern Canada: evidence for early continental crust* - Geology **34**, 245-248.
ILINCA G. (2012) - *Upper Cretaceous contact metamorphism and related mineralization in Romania* - Acta Mineralogica-Petrographica, Abstract Series, Szeged, Vol. **7**, 2012 59.
ISMAIL-ZADEH A., MUELLER B., SCHUBERT G. (2005) - *Three-dimensional numerical modeling of contemporary mantle flow and tectonic stress beneath the earthquake-prone southeastern Carpathians based on integrated analysis of seismic, heat flow, and gravity data* - Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol. **149**, Issues 1-2, 81-98.
IVAN M. (2011) - *Crustal thickness in Vrancea area, Romania from S to P converted waves* - Journal of Seismology, Vol. **15**, Issue 2, 317-328.
JOLIVET L. & NATAF H.C. (1998) - *Géodynamique* - Dunod, Paris.
JOLLEY, D. W. & BELL, B. R. (eds.) (2002) - *The North Atlantic Igneous Province: Stratigraphy, Tectonic, Volcanic and Magmatic Processes* - Geological Society, London, Special Publications, **197**, 1-13.
KALLEMEYN G.W., RUBIN A.E., WASSON J.T. (1996) - *The compositional classification of chondrites: VII. The R chondrite group* - Geochim. et Cosmochim. Acta, **60**, 2243-2256.
KALLEMEYN G.W. & RUBIN A.E. (1995) - *Coolidge and Loongana 001: A new carbonaceous chondrite grouplet* - Meteoritics, **30**, 20-27.
KALLEMEYN G.W., RUBIN A.E., WASSON J.T. (1994) - *The compositional classification of chondrites: VI. The CR carbonaceous chondrite group* - Geochim. et Cosmochim. Acta, **58**, 2873-2888.
KALLEMEYN G.W., RUBIN A.E., WASSON J.T. (1991) - *The compositional classification of chondrites: V. The Karoonda (CK) group of carbonaceous chondrites* - Geochim. et Cosmochim. Acta, **55**, 881-892.
KALLEMEYN G.W., RUBIN A.E., WANG D., WASSON J.T. (1989) – *Ordinary chondrites: Bulk compositions, classification, lithophile- element fractionations, and composition-petrographic type relationships* – Geochim. et Cosmochim. Acta, **53**, 2747-2767.

KALLEMEYN G.W. & WASSON J.T. (1985) - *The compositional classification of chondrites: IV. Ungrouped chondritic meteorites and clasts* - Geochim. et Cosmochim. Acta, **49**, 261-270.

KALLEMEYN G.W. & WASSON J.T. (1982) - *The compositional classification of chondrites: III. Ungrouped carbonaceous chondrites* - Geochim. et Cosmochim. Acta, **46**, 2217-2228.

KALLEMEYN G.W. & WASSON J.T. (1981) - *The compositional classification of chondrites: I. The carbonaceous chondrite groups* - Geochim. et Cosmochim. Acta, **45**, 1217-1230.

KAMBER B.S. (2015) - *The evolving nature of terrestrial crust from the Hadean, through the Archean, into the Proterozoic* - Precambrian Research **258**, 48-82, Elsevier.

KANAMORI H. (1978) - *Quantification of Earthquakes* - Nature, **271**, No. 5644, 411-414.

KANAMORI H. (1977) - *The energy release in great earthquakes* - Journal of Geophysical Research, **82** (20): 2981-2987.

KANAMORI H. & ANDERSON D.L. (1975) - *Theoretical Basis of Some Empirical Relations in Seismology* - Bull. Seism. Soc. Am. **65**, 5.

KEIL K. (2012) - *Angrites, a Small but Diverse Suite of Ancient, Silica-undersaturated Volcanic-plutonic Mafic Meteorites and the History of Their Parent Asteroid* - Chemie der Erde, Geochemistry **71**: 191-218.

KELLER G. (2005) - *Impacts, volcanism and mass extinction: random coincidence or cause and effect?* - Australian Journal of Earth Sciences **52**, 725 -757.

KELLEY D.S., KARSON J.A., FRÜH - GREEN G.L. (2012) - *Life is Full of Surprises* - Ocean Explorer, NOAA (National Oceanic and Atmospheric administration, S.U.A.), http://oceanexplorer.noaa.gov/ explorations/05lostcity/background/overview/overview.html.

KELLEY D.S., FRÜH - GREEN G.L., KARSON J.A., LUDWIG K. A. (2007) - *The Lost City Hydrothermal Field Revisited* - Oceanography Vol. **20**, No.4, 90-99.

KELLEY D.S., KARSON J.A., FRÜH - GREEN G.L., D. YOERGER D., SHANK T.M., BUTTERFIELD D.A., HAYES J.M., SHRENK M.O., OLSON E., G. PROSKUROWSKI G. (2005) - *A serpentinite-hosted ecosystem: The Lost City Hydrothermal Field* - Science **307**:1428-1434.

KELLEY D.S., KARSON J.A., BLACKMAN D.K., G.L. FRÜH-GREEN G.L., BUTTERFIELD D.A., LILLEY M.D., OLSON E.J., SHRENK M.O., ROE K.K., LEBON G.T., RIVIZZIGNO P. and the AT3-60 Shipboard Party (2001) - *An off-axis hydrothermal vent field discovered near the Mid-Atlantic Ridge at 30°N* - Nature, **412**:145-149.

KELVIN W.T. (1899) - *The Age of the Earth as an Abode fitted for life* - Science **9**, 704-711.

KELVIN W.T. (1895) - *On the Age of the Earth* - Nature, **51**, 438-440.

KLEINE T., MÜNKER C., MEZGER K., PALME H. (2002) - *Rapid Accretion and Early Core Formation on Asteroids and the Terrestrial Planets from Hf-W Chronometry* - Nature, **418**, 952-955.

KNOLL A.H., JAVAUX E.J., HEWITT D., COHEN P. (2006) - *Eukaryotic organisms in Proterozoic oceans* - Philosophical Transactions of the Royal Society B. **361** (1470): 1023-1038.
KUSAKA T., NAKANO T., HAYASHI C. (1970) - *Growth of Solid Particles in the Primordial Nebula* - Progress of Theoretical Physics, **44** (1970), 1580-1595.
LABAILS C., OLIVET J.L., ASLANIAN D., ROEST W.R. (2010) - *An Alternative Early Opening Scenario for the Central Atlantic Ocean* - Earth and Planetary Science Letters, **297**, 355-368.
LALLEMAND S., HEURET A., BOUTELIER D. (2005) - *On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones* - Geochemistry, Geophysics, Geosystems, vol. **6**, no. 9, 1-18.
LAMBERT J. (1997) - *Les tremblements de terre en France* - Éditions BRGM.
LAPWORTH Ch. (1879) - *On the Tripartite Classification of the Lower Paleozoic Rocks* - Geological Magazine **6**, 1-15.
LEAKEY M.G., SPOOR F., DEAN M.C., FEIBEL C.S., ANTÓN S.C., KIARIE C., LEAKEY L.N. (2012) - *New fossils from Koobi Fora, in northern Kenya confirm taxonomic diversity in early Homo* - Nature **488**, 201-204.
LEAKEY M.G., FEIBEL C.S., McDOUGALL I., WALKER A. (1995) - *New four-million-year-old hominid species from Kanapoi and Allia Bay, Kenya* - Nature **376**, 565-571.
LEHMANN I. (1936) - *P'* - Publications du Bureau Central Séismologique International. **A14** (3): 87-115.
Le PICHON X., HENRY P., LALLEMAND S. (1993) - *Accretion and erosion in subduction zones: The role of fluids* - Annu. Rev. Earth Planet. Sci., **21**, 307-331.
LÉPINE-SZILY A. & DESCOUVEMONT P. (2012) - *Nuclear astrophysics: nucleosynthesis in the Universe* - International Journal of Astrobiology, 1-8, doi:10.1017/S1473550412000158 © Cambridge University Press.
LI J. & AGEE C.B. (1996) - *Geochemistry of Mantle - Core Differentiation at High Pressure* - Nature, **381**, 686-689.
LIGI M., BONATTI E., RASUL N.M.A. (2015) - *Seafloor Spreading Initiation: Geophysical and Geochemical Constraints from the Tethys and Nereus Deeps, Central Red Sea* - In: The Red Sea: The Formation, Morphology, Oceanography and Environment of a Young Ocean Basin, Najeeb M.A. Rasul and Ian C.F. Stewart, Eds., Springer.
LIN Y. & El GORESY A. (2002) - *A Comparative Study of Opaque Phases of Quingzhen (EH3) and MacAlpine Hills 88136 (EL3): Representatives of EH and EL parent bodies* - Meteoritics and Planet. Sci., **37**, 577-599.
LISIECKI L.E. & RAYMO M.E. (2005) - *A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records* - Paleoceanography 20.
LISTER A.M. & SHER A.V. (2015) - *Evolution and dispersal of mammoths across the northern hemisphere* - Science, Research reports, vol. **350**, 6262.
LISTER A.M. & van ESSEN H. (2003) - *Mammuthus rumanus (Ștefănescu) the earliest mammoth in Europe* - In: A. Petculescu & E. Știucă (eds.): Advances in

Vertebrate Paleontology 47-52, Bucharest, (Romanian Academy Institute of Speology).

LLAMAS B., FEHREN-SCHMITZ L., VALVERDE G., SOUBRIER J., MALLICK S., ROHLAND N. (2016) - *Ancient mitochondrial DNA provides high-resolution time scale of the peopling of the Americas* - Science advances, **2** (4): e1501385.

LODDERS K. (2010) - *Solar System Abundances of the Elements* - In: Principles and Perspectives in Cosmochemistry. Science Proceedings, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 379-417.

LONSDALE P. (2005) - *Creation of the Cocos and Nazca Plates by Fission of the Farallon Plate* - Tectonophysics vol. **404**, Issues 3-4, 237-264.

LONSDALE P. (1991) - *Structural Patterns of the Pacific Floor offshore of Peninsular California, The Gulf and Peninsular Provinces of the Californias* - edited by J.P. Dauphin and B.R.T. Simoneit, AAPG MEM. **47**, 87-125.

LORDKIPANIDZE D., PONCE de LEÓN M.S., MARGVELASHVILI A., RAK Y., RIGHTMIRE G.P., VEKUA A., ZOLLIKOFER C.P.E. (2013) - *A Complete Skull from Dmanisi, Georgia, and the Evolutionary Biology of Early Homo* - Science. **342** (6156): 326-331.

LORDKIPANIDZE D., JASHASHVILI T., VEKUA A., PONCE de LEÓN M.S., ZOLLIKOFER C.P.E., RIGHTMIRE G.P., PONTZER H., FERRING R., OMS O., TAPPEN M., BUKHSIANIDZE M., AGUSTI J., KAHLKE R., KILADZE G., MARTINEZ-NAVARRO B., MOUSKHELISHVILI A., NIORADZE M., ROOK L. (2007) - *Postcranial evidence from early Homo from Dmanisi, Georgia* - Nature. **449** (7160): 305-310.

LORDKIPANIDZE D., VEKUA A., FERRING R., RIGHTMIRE G.P., ZOLLIKOFER C.P.E., PONCE de LEÓN M.S., AGUSTI J., KILADZE G., MOUSKHELISHVILI A., Medea NIORADZE M., TAPPEN M. (2006). - *A Fourth Hominin Skull from Dmanisi, Georgia* - The Anatomical Record Part A: Discoveries in Molecular, Cellular, and Evolutionary Biology. **288**: 1146-57.

LORDKIPANIDZE D., VEKUA A., FERRING R., RIGHTMIRE G. P., AGUSTI J., KILADZE G., MOUSKHELISHVILI A., NIORADZE M., PONCE de LEÓN M. S., TAPPEN M., ZOLLIKOFER C. P. E. (2005) - *Anthropology: The earliest toothless hominin skull* - Nature. **434** (7034): 717-718.

LUHR J.F. (2003) - *EARTH* - First American Ed. Dorling Kindersley Inc., New York, U.S.A.

MALLET R. (1862) - *Great Napolitan Earthquake of 1857: The First Principles of Observational Seismology* - Royal Society, London.

MALLET R. & MALLET J.W. (1858) - *The Earthquake Catalogue of the British Association for Advancement of Science* - Taylor & Francis, London.

MALLET R. (1847) - *The Dynamics of Earthquakes* - Proceedings of the Royal Irish Academy. **XXI**: 51.

MANKINEN E. A., LARSON E. E., GROMMÉ C. S., PRÉVOT M., COE R. S. (1987) - *The Steens Mountain (Oregon) Geomagnetic Polarity Transition: 3. Its Regional Significance* - Journal of Geophysical Research, vol. **92**, Issue B8, 8057-8076.

MANKINEN E. A., PRÉVOT M., GROMMÉ C. S., COE R. S. (1985) - *The Steens Mountain (Oregon) Geomagnetic Polarity Transition: 1. Directional*

History, Duration of Episodes and Rock Magnetism - Journal of Geophysical Research, vol. **90**, Issue B12, 10393-10416.

MARZOLI A., RENNE P.R., PICCIRILLO E.M., ERNESTO M., BELLIENI G., De MIN A. (1999) - *Extensive 200 million-year-old continental flood basalts of the central Atlantic magmatic province".* Science. **284** (5414): 616-618.

MARZOLI A., BERTRAND H., KNIGHT K.B., CIRILLI S., BURATTI N., VÉRATI C., NOMADE S., RENNE P.R., YOUBI N., MARTINI R., ALLENBACH K., NEUWERTH R., RAPAILLE C., ZANINETTI L., BELLIENI G. (2004) - *Synchrony of the Central Atlantic magmatic province and the Triassic-Jurassic boundary climatic and biotic crisis* - Geological Society of America, v. **32**; no. 11; p. 973-976.

MASKELYNE N. (1870) - *On the Mineral Constituents of Meteorites* - Proceedings of the Royal Society of London, **19**: 266-268.

MASLIN M. (2016) - *In retrospect: Forty years of linking Orbits to Ice Ages* - Nature, **540**, 208-210.

MASLIN M., SHULTZ S., TRAUTH M.H. (2015) - *A synthesis of the theories and concepts of early human evolution* - Phil. Trans. R. Soc. B 370: 20140064.

MASON P.R.D., SEGHEDI I., SZAKÁCS A., DOWNES H. (1998) - *Magmatic constraints on geodynamic models of subduction in the Eastern Carpathians, Romania* - Tectonophysics **297**, 157-176.

MASON B. (1967) - *Meteorites* - Am. Sci., **55**, 429-455.

MATS V.D. & PEREPELOVA T.I. (2011) - *A New Perspective on the Evolution of the Baikal Rift* - Geoscience Frontiers, Volume **2**, Issue 3, 349-365.

MBUA E., KUSAKA S., KUNIMATSU Y., GERAADS D., SAWADA Y., BROWN F.H., SAKAI T., BOISSERIE J.R., SANEYOSHI M., OMUOMBO C., MUTETI S., HIRATA T., HAYASHIDA A., IWANO H., DANHARA T., BOBE R., JICHA B., NAKATSUKASA M. (2016) - *Kantis: A new Australopithecus site on the shoulders of the Rift Valley near Nairobi, Kenya* - Journal of Human Evolution, vol. **94**, 28-44.

McCLUSKY S., BALASSANIAN S., BARKA A., C. DEMIR C., Ergintav S., GEORGIEV I., GURKAN O., HAMBURGER M., HURST K., KAHLE H., KASTENS K., KEKELIDZE G., KING R., KOTZEV V., LENK O., MAHMOUD S., MISHIN A., NADARIYA T.M., OUZOUNIS A., PARADISSIS D., PETER Y., PRILEPIN M., REILINGER T.M.R., SANLI I., SEEGER H., TEALEB A., TOKSÖZ M.N., VEIS G. (2000) - *Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus* - Journ. of Geophys. Research, vol. **105**, no. B3, 5695-5719.

McMENAMIN M.A.S. & McMENAMIN D.L.S. (1990) - *The Emergence of Animals: The Cambrian Breakthrough* - Columbia University Press, New York. 217 pp.

McNULTY K.P., BEGUN D.R., KELLEY J., MANTHI F.K., MBUA E.N. (2015) - *A systematic revision of Proconsul with the description of a new genus of early Miocene hominoid* - Journal of Human Evolution **84**: 42-61.

McSWEEN H.Y. (2002) - *The Rocks of Mars, from Far to Near* - Meteoritics and Planet. Sci. **37**, 7-25.

MEDVEDEV S.V. (1977) - *Seismic Intensity scale MSK* - 76, Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci. **117**, 95-102.

MEDVEDEV S.V. (1962) - *Engineering seismology* - National Publisher on Literatures on Structure, Architecture and Architectural Materials. Moscow (in Russian).

MEERT J.G. (2012) - *What's in a name? The Columbia (Paleopangaea / Nuna) supercontinent* - Gondwana Research **21**, 987-993.

MEERT J.G. (2002) - *Paleomagnetic evidence for a Paleo-Mesoproterozoic supercontinent, Columbia* - Gondwana Research **5**, 207-215.

MENARD H.W. (1978) - *Fragmentation of the Farallon Plate by Pivoting Subduction* - J. Geol. **86**, 99-110.

MERTEN S., MAȚENCO L., FOEKEN J.P.T., STUART F.M., ANDRIESSEN P.A.M. (2010) - *From nappe stacking to out-of-sequence post-collisional deformations: Cretaceous to Quaternary exhumation history of the SE Carpathians assessed by low-temperature thermochronology* - Tectonics, vol. 29, TC3013.

MEYER M., ARSUAGA J.-L., de CESARE F., NAGEL S., AXIMU-PETRI A., NICKEL B., MARTINEZ I., GRACIA A., BERMUDEZ de CASTRO J.M., CARBONELL E., VIOLA B., KELSO J., PRÜFER K., PÄÄBO S. (2016) - *Nuclear DNA sequences from the Middle Pleistocene Sima de los Huesos hominins* - Nature **531**, 504-507.

MICHELL J. (1760) - *Conjectures concerning the Cause and Observations upon the Phaenomena of Earthquakes* - Philosophical Transactions, II.

MITTLEFEHLDT D.W., McCOY T.J., GOODRICH C.A., KRACHER A. (1998) - *Non-chondritic Meteorites from* Asteroidal *Bodies* - In: Planetary Materials (J.J. Papike, Ed.).

MOJZSIS S.J., ARRHENIUS G., McKEEGAN K.D., HARRISON T.M., NUTMAN A.P., FRIEND C.R. (1996) - *Evidence for life on Earth before 3,800 million years ago* - Nature. **384** (6604): 55-59.

MORBIDELLI A., LEVINSON H.F., TSIGANIS K. GOMES R. (2005) - *Chaotic capture of Jupiter's Trojan asteroids in the early Solar System* - Nature. **435** (7041): 462-465.

MORGAN W.J. (1968) - *Rises, Trenches, Great Faults and Crustal Blocks* - Journal of Geophysical Research, Vol. **73**, No. 6, 1959-1982.

MORLEY L.W. & LAROCHELLE A. (1964) - *Paleomagnetism as a Means of Dating Geological Events* - Royal Society of Canada Special Publication, **8**: 39-50.

MÖRNER N.A. (1989) - *Paleoseismicity and neotectonics* - Bulletin of INQUA Neotectonics Commission, **12**: 104p.

MRAZEC L. (1926) - *Les plis diapirs et le diapirisme en général* - Institutul Geologic al României, Compte Rendu, v. **6**, 1914-1915, 215-255.

MRAZEC L. (1910) - *Über die Bildung der rumänischen Petroleum-lagerstätten* - Third International Petroleum Congress (1907), Bucharest, Romania, Comte Rendu v. **2**, 80-134.

MRAZEC L. (1907) - *Despre cute cu sâmbure de străpungere* - Buletinul Societății de Științe, vol. **16**, 6-8.

MRAZEC L. & TEISSEYRE W. (1902) - *Privire geologică asupra formațiunilor salifere și zăcămintelor de sare din România* - Monitorul Petrolului Român, Vol. **3**, 1-55.
MURCHISON R.I. (1839) - *The Silurian System* - John Murray, London.
NEUBAUER, F. (2002) - *Contrasting Late Cretaceous with Neogene ore provinces in the Alpine - Balkan - Carpathian - Dinaride collision belt* - In: *The Timing and Location of Major Ore Deposits in an Evolving Orogen* - Geological Society (London) Special Publication, **204**: 81-102.
NEUENDORF K.K.E., MEHL Jr. J.P., JACKSON J.A. (2011) - *Glossary of Geology*, Fifth Edition, Revised - American Geosciences Institute. ISBN 978-0-922152-89-6.
NIELSEN S.G. & MARSCHALL H.R. (2017) - *Geochemical evidence for mélange melting in global arcs* - Sci. Adv., **3**: e 1602402.
NIKISHIN A.M., KOROTAEV M.V., ERSHOV A.V., BRUNET M.-F. (2003) - *The Black Sea Basin: Tectonic History and Neogene - Quaternary Rapid Subsidence Modeling* - Sedimentary Geology, vol. **156**, Issues 1-4, 149-168.
NOPCSA F. (1923) - *On the geological importance of the primitive reptilian fauna of the uppermost Cretaceous of Hungary: with a description of a new tortoise (Kallokibotium)* - Quarterly Journal of the Geological Society of London **79**, 100-116.
NOPCSA F. (1914b) - *Über das Vorkommen der Dinosaurier in Siebenbürgen* - Verhandlungen der zoologische-botanischen Gesellschaft, Wien **54**, 12-14.
NOPCSA F. (1897) - *Vorläufiger Bericht über das Auftreten von oberer Kreide im Hátszeger Thale in Siebenbürgen* - Verhandlungen der Kaiserlich-Könighlichen Akademie des Wissenschaften, 273-274.
NUTMAN A.P., BENNETT V.C., FRIEND C., VAN KRANENDONK M.J., CHIVAS A. (2016) - *Rapid emergence of life shown by discovery of 3,700-million-year-old microbial structures* - Nature, **537**: 535-538.
NUTMAN A.P., McGREGOR V.R., FRIEND C.R.L., BENNETT V.C., KINNY P.D. (1996) - *The Itsaq Gneiss Complex of southern West Greenland; the world's most extensive record of early crustal evolution (3900-3600 Ma)* - Precambrian Research, Vol. **78**, Issues 1-3, 1-39.
OBRUCHEV V.A. (1948) - *Osnovnye cherty kinetiki i plastiki neotektonik* - Akad. Nauk. Izv. Serv. Geol., **5**: 13-24.
OKAY A.I. & TOPUZ G. (2017) - *Variscan orogeny in the Black Sea region* - International Journal of Earth Sciences, Vol. **106**, Issue 2, 569-592.
OLDHAM R. D. (1906) - *The Constitution of the Interior of the Earth, as Revealed by Earthquakes* - Quarterly Journal of the Geological Society, **62** (1-4): 456-475.
OLTEANU R. & JIPA D.C. (2006) - *Dacian Basin Environmental Evolution during Upper Neogene within the Paratethys Domain* - Geo-Eco-Marina, Coastal Zones and Deltas, **12**, 91-105.
ONCESCU M.C., MÂRZA V.I., RIZESCU M., POPA M. (1999) - *The Romanian Earthquake Catalogue between 984 - 1997*, In: F. Wenzel, D. Lungu and O. Novak (Eds.): *Vrancea Earthquakes: Tectonics, Hazard and Risk Mitigation* - Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 43-47.

ONCESCU M. C., ARDELEANU L., POPESCU E. (1988) - *The state of stress under the Meridional Carpathians* - Proc. of XXI[st] Gen. Ass. of ESC, Sofia, 149-154.
ONCESCU M. C. & TRIFU C.-I. (1987) - *Depth variation of the moment tensor principal axes in Vrancea (Romania) seismic region* - Ann. Geophysicae, **5B**, 149-154.
OPPENHEIMER, D. - *Mendocino Triple Junction Offshore Northern California* - USGS, https://woodshole.er.usgs.gov/operations/obs/rmobspub/html/mendocino.html.
OTH A., PAROLAI S., BINDI D., WENZEL F. (2009) - *Source spectra and site response from S waves of intermediate-depth Vrancea, Romania, earthquakes* - Bull. Seismol. Soc. Am., 99(1), 235-254.
OTH A., BINDI D., PAROLAI S., WENZEL F. (2008) - *S-wave attenuation characteristics beneath the Vrancea region in Romania: new insights from the inversion of ground motion spectra* - Bull. Seismol. Soc. Am., **98**(5), 2482-2497.
OZIMA M., KORENAGA J., YIN Q.-Z. (2012) - *The Earth: Its Birth and Growth* - Cambridge University Press, U.K.
PÁLFY J. & KOCSIS A.T. (2014) - *Volcanism of the Central Atlantic Magmatic Province as the trigger of environmental and biotic changer around the Triassic-Jurassic boundary* - The Geological Society of America, Special Papers **505**, 245-261.
PAPIKE J.J., RYDER G., SHEARER C.K. (1998) - *Lunar Samples* - In: Planetary Materials (J.J. Papike, Ed.). Reviews in Mineralogy, vol. **36**.
PATTERSON C.C. (1956) - *Age of meteorites and the Earth* - Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. **10**, 230-237.
PAVLIDES S. (1989) - *Looking for a definition of Neotectonics* - Terra Nova, Vol. **1**, no.3, 23-235.
PÉCSKAY Z., SEGHEDI I., KOVACS M., SZAKÁCS A., FÜLÖP A. (2009) - *Geochronology of the Neogene calc-alkaline intrusive magmatism in the "Subvolcanic Zone" of the Eastern Carpathians (Romania)* - Geol. Carpath. **60** (2), 181-190.
PÉCSKAY Z., LEXA J., SZAKÁCS A., SEGHEDI I., BALOGH K., KONEČNÝ V., ZELENKA T., KOVACS M., POKA T., FÜLÖP A., MÁRTON E., PANAIOTU C., CVETKOVIĆ V. (2006) - *Geochronology of Neogene Magmatism in the Carpathian Arc and Intra-Carpathian Area: a Review* - Geol. Carpath. **57** (6), 511-530.
PEDERSEN R.B., RAPP H.T., THORSETH I.H., LILLEY M.D., BARRIGA F.J.A.S., BAUMBERGER T., FLESLAND K., FONSECA R., FRÜH-GREEN G.L., JORGENSEN S.L. (2010) - *Discovery of a black smoker vent field and vent fauna at the Arctic Mid-Ocean Ridge*. Nature Commun. **1**:126.
PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter* - Tauchnitz, Leipzig.
PETIT C. & DÉVERCHÈRE J. (2006) - *Structure and Evolution of the Baikal Rift: A Synthesis* - Geochem. Geophys. Geosyst. **7**, Q11016.
PETRESCU GH. (1959) - Cutremure de pământ - Editura Tehnică, București.

PETRESCU GH. (1943) - *Tremblement de terre du 28 avril 1943, étude microséismique* - Publication de l'Observatoire de Bucarest.
PETRESCU GH. (1940) - *Sur quelques séismes de Roumanie* - Bul. Sect. Sci. Acad. Rom., **XXI**, 10, 489–495.
PHILIP H., BOUSQUET J.-C., MASSON F. (2007) - *Séismes et risques sismiques, Approche sismotectonique* - Dunod, Paris.
POINAR G.O. (1992) - *Life in Amber* - Stanford University Press.
POLLACK H.N., HURTER S.J., JOHNSON J.R. (1993) - *Heat flow from the Earth interior: Analysis of the global data set* - Reviews of Geophysics, **31**, 267-280.
POMEROL Ch., LAGABRIELLE Y., RENARD M., GUILLOT S. (2011) - *Éléments de géologie* - 14ème édition, Dunod, Paris.
POPESCU-VOITEŞTI, I. (1940) - *Geologia şi manifestările seismice din Octombrie - Noiembrie 1940* - Revista "Cele Trei Crişuri", **XXI**, 11-12.
POPOV S.V., RÖGL F., ROZANOV A.Y., STEININGER F.F., FRITZ F., SHCHERBA I.G., KOVAC, M. (eds.) (2004) - *Lithological-Paleogeographic maps of Paratethys. Late Eocene to Pliocene.* 46 pages, maps 1-10 (annex) - Courier Forschungsinstitut Senckenberg, Band 250. Frankfurt am Main.
PRÉVOT M., MANKINEN E. A., COE R. S., GROMMÉ C. S. (1985) - *The Steens Mountain (Oregon) Geomagnetic Polarity Transition: 2. Field Intensity Variations and Discussions of Reversal Models* - Journal of Geophysical Research, vol. **90**, Issue B12, 10417-10448.
PRINZ M., NEHRU C.E., DELANNEY J.S., WEISBERG M. (1983) - *Silicates in IAB and IIICB irons, Winonaites, Lodranites and Brachinites: A primitive and Modified Primitive Group* - Abstract, In Lunar and Planetary Science **XIV**, 616-617.
PRIOR G.T. (1918) - *The Classification of Meteorites* - Mineralogical Magazine, **19**, 51-63.
PRÜFER K., RACIMO F., PATTERSON N., JAY F., SANKARARAMAN S., SAWYER S., HEINZE A., RENAUD G., SUDMANT P.H., de CESARE F., HENG L., MALLICK S., DANNEMANN M., QIAOMEI F., KIRCHER M., KUHLWILM M., LACHMANN M., MEYER M., ONGYERTH M., SIEBAUER M., THEUNERT C., TANDON A., MOORJANI P., PICKRELL J., MULLIKIN J.C., VOHR S.H., GREEN R.E., HELLMANN I., JOHNSON P.L.F., BLANCHE H., CANN H., KITZMAN J.O., SHENDURE J., EICHLER E.E., LEIN E.S., BAKKEN T.E., GOLOVANOVA L.V., DORONICHEV V.B., SHUNKOV M.V., DEREVIANKO A.P., VIOLA B., SLATKIN M., REICH D., KELSO J, PÄÄBO S. (2014) - *The complete genome sequence of a Neanderthal from the Altai Mountains* - Nature **505**, 43-49.
PUCHKOV V.N. (2009) - *The Evolution of the Uralian Orogen* - In: J.B.Murphy, J.D.Keppie & A. Hynes (Eds.), *Ancient Orogens and Modern Analogues* - Geological Society London, Special Publications, **327**, 161-195.
QIAOMEI F., HAJDINJAK M., MOLDOVAN O.T., CONSTANTIN S., MALLICK S., SKOGLUND P., PATTERSON N., ROHLAND N., LAZARIDIS I., NICKEL B., VIOLA B., PRÜFER K., MEYER M., KELSO J., REICH D., PÄÄBO S

(2015) - *An early modern human from Romania with a recent Neanderthal ancestor* - Nature **524**, 216-219.
RADU C. (1979) - *The Catalogue of Strong Earthquakes Occurred on the Territory of Romania. Part I - before 1901; Part II - 1901-1979*, In: *Seismological studies on the March 4, 1977 earthquake* - Cornea I. and Radu C. (Eds.), Central Institute of Physics, Bucharest - Măgurele.
RADULIAN M., VACCARI F., MÂNDRESCU N., PANZA G.F., MOLDOVEANU C.L. (2000) - *Seismic Hazard of Romania: Deterministic Approach* - Pure and Applied Geophysics **157**, 221-247.
RADULIAN M., MÂNDRESCU N., PANZA G.F., POPESCU E., UTALE A. (2000) - *Characterization of Seismogenic Zones of Romania* - Pure and Applied Geophysics **157**, 57-77.
RĂDULESCU F. (2009) - *Romanian Seismology - Historical, Scientific and Human Landmarks* - Rev. Roum. Géophys. **52-53**, 101-121.
RĂDULESCU C. & SAMSON P.-M. (2001) - *Biochronology and evolution of the Early Pliocene to the Early Pleistocene mammalian faunas in Romania* - Boll. Soc. Paleont. Ital. **40**, 285-291, Modena.
RĂDULESCU C. & SAMSON P.-M. (1996) - *The first multituberculate skull from the Late Cretaceous (Maastrichtian) of Europe (Haţeg Basin, Romania)* - *Anuarul Institutului de Geologie al României*, Supplement 1, **69**, 177-178.
RĂDULESCU C. & SAMSON P.-M. (1995) - *Review of the Villafranchian faunas of Romania* - Il Quaternario **8**, 377-382.
RĂDULESCU N.A. (1930) - *Cutremurele de pământ în Moldova de Sud* - Milcovia, **I**, 2, 199-223.
RAILSBACK L.B., GIBBARD P.L., HEAD M.J., VOARINTSOA N.R.G., TOUCANNE S. (2015) - *An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages* - Quaternary Science Reviews **111**, 94-106.
RANGIN C., BADER A.G., PASCAL G., ECEVITOĞLU B., GÖRÜR N. (2002) - *Deep Structure of the Mid-Black Sea High (offshore Turkey) Imaged by Multi-channel Seismic Survey (BLACKSIS Cruise)* - Mar. Geol. **182**, 265-278.
READING H.G. (1978) - *Sedimentary Environments and Facies* - Elsevier.
(von) REBEUR-PASCHWITZ E.L.A. (1889) - *The Earthquake of Tokyo 18. April 1889* - Nature, Bd. **40**, 294-295 (25 July 1889).
REBOUL H.P.I. (1833) - *Géologie de la période quaternaire et introduction à l'histoire ancienne* - Levrault, Paris.
REICH D., PATTERSON N., KIRCHER M., DELFIN F., NANDINENI M.R., PUGACH I., KO A.M.-S., KO Y.-C., JINAM T.A., PHIPPS M.E., SAITOU N., WOLLSTEIN A., KAYSER M., PÄÄBO S., STONEKING M. (2011) - *Denisova Admixture and the First Modern Human Dispersals into Southeast Asia and Oceania* - Am. J. Hum. Genet. **89** (4), 516-528.
REICH D., GREEN R.E., KIRCHER M., KRAUSE J., PATTERSON N., DURAND E.Y., VIOLA B., BRIGGS A.W., STENZEL U., JOHNSON P.L.F., MARICIC T., GOOD J.M., MARQUES-BONET T., ALKAN C., QIAOMEI F., MALLICK S., HENG L., MEYER M., EICHLER E.E., STONEKING M., RICHARDS M., TALAMO S., SHUNKOV M.V., DEREVIANKO A.P., HUBLIN

J.-J., KELSO J, SLATKIN M., PÄÄBO S. (2010) - *Genetic history of an archaic hominin group from Denisova Cave in Siberia* - Nature **468**, 1053-1060.
REILINGER R., McCLUSKY S., VERNANT Ph., LAWRENCE S., ERGINTAV S., CAKMAK R., OZENER H., KADIROV F., GULIEV I., STEPANYAN R., NADARIYA M., HAHUBIA G., MAHMOUD S., SAKR K., ARAJEHI A., PARADISSIS D., AI-AYDRUS A., PRILEPIN M., GUSEVA T., EVREN E., DMITROTSA A., FILIKOV S.V., GOMEZ F., AI-GHAZZI R., KARAM G. (2006) - *GPS constraints on continental deformation in the Africa - Arabia - Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions* - Journal of Geophysical Research, Volume **111**, Issue B5.
REYNARD B., NAKAJIMA J., KAWAKATSU H. (2010) - *Earthquakes and plastic deformation of anhydrous slab mantle in double Wadati - Benioff zones* - Geophysical Research Letters, 37, L24309.
REYNOLDS J.H. (1960) - *Isotopic Composition of Primordial Xenon* - Physical Review Letters, **4** (7).
REYNOLDS J.H. (1960) - *Determination of the Age of the Elements* - Physical Review Letters, **4** (1).
RICHARDS M.P. & TRINKAUS E. (2009) - *Isotopic evidence for the diets of European Neanderthals and early modern humans* - Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.A., **106**(38), 16034-16039.
RICHTER C.F. (1958) - *New Dimensions in Seismology: Earthquakes are characterized by geographical position, instant of occurrence, depth, and magnitude* - Science. **128** (3317): 175-182.
RICHTER C.F. (1935) - *An Instrumental Earthquake Magnitude Scale* - Bulletin of the Seismological Society of America. **25** (1-2): 1-32.
RICHTER D., GRÜN R., JOANNES-BOYAU R., STEELE T.E., AMANI F., RUÉ M., FERNANDES P., RAYNAL J.-P., GERAADS D., BEN-NCER A., HUBLIN J.-J., McPHERRON S.P. (2017) - *The age of the hominin fossils from Jebel Irhoud, Morocco, and the origins of the Middle Stone Age* - Nature **546**, 293-296.
RINGWOOD A.E. (1952) - *Origin of the Earth and Moon* - New York: Springer Verlag.
ROGERS J.W. & SANTOSH M. (2002) - *Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent* - Gondwana Research Vol. **5**, No.1, 5-22.
ROSE G. (1863) - *Beschreibung und Eintheilung der Meteoriten auf Grund der Sammlung im mineralogischen Museum zu Berlin (Description and Classification of the Meteorites based on the Collection of the Mineralogical Museum of Berlin)* - Abhandlungen der königlich preuβischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, 1-161.
ROUGIER H., MILOTA S., RODRIGO R., GHERASE M., SARCINA L., MOLDOVAN O., ZILHAO J., CONSTANTIN S., FRANCISCUS R. G., ZOLLIKOFER C. P. E., PONCE de LEÓN M., TRINKAUS E. (2007) - *Peştera cu Oase 2 and the cranial morphology of early modern Europeans* - Proc. Nat. Acad. Sci. USA **104**, 1165-1170.
RUBIE D.C., NIMMO F., MELOSH H.J. (2007) - *Formation of Earth`s Core* - Elsevier, Treatise on Geophysics, vol. **9**, 51-90.

RUNCORN S.K. (1965) - *Paleomagnetic Comparisons between Europe and North America* - Philosophical Transactions of the Royal Society of London A, **258**, 1-11.
RUTHERFORD E. & SODDY F. (1902) - *The cause and Nature of Radioactivity* - The London, Edinburgh and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science **6**.
SADOVEANU M. (1934) - *Viața lui Ștefan cel Mare* - Fundația pentru literatură și artă, Biblioteca Energia, București, 247 p.
SAFRONOV V.S. (1969) - *Evoliutsiia do planetnogo oblaka* - Nauka, Moskva; traducere: *Evolution of the Protoplanetary Cloud and the Formation of Earth and the Planets* (NASA Tech. Transl. F-677, Jerusalem).
SAGAN C. & MULLEN G. (1972) - *Earth and Mars: Evolution of Atmospheres and Surface Temperatures* - Vol. **177**, Issue 4043, 52-56.
SAKIC P., PIÉTÉ H., BALLU V., ROYER J.-Y., KOPP H., LANGE D., PETERSEN F., ÖZEREN M.S., ERGINTAY S., GELI L., HENRY P., DESCHAMPS A. (2016) - *No significant steady state surface creep along the North Anatolian Fault offshore Istanbul: Results of 6 months of seafloor acoustic ranging* - Geophysical Research Letters, Vol. **43**, Issue 13, 6817-6825.
SARIA E., CALAIS E., STAMPS D.S., DELVAUX D., HARTNADY C.J. (2014) - *Present-day Kinematics of the East African Rift* - J. Geophys. Res. Solid Earth, **119**.
SAUNDERS A.D., FITTON J.G., KERR A.C., NORRY M.J., KENT R.W. (1997) - *The North Atlantic Igneous Province* - In: Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism, Geophysical Monograph 100 - American Geophysical Union.
SAWYER S., RENAUD G., VIOLA B., HUBLIN J.-J., GANSAUGE M.-T., SHUNKOV M.V., DEREVIANKO A.P., PRÜFER K., KELSO J., PÄÄBO S. (2015) - *Nuclear and mitochondrial DNA sequences from two Denisovan individuals* - Proceedings of the National Academy of Sciences. **112** (51):15696-700.
SĂNDULESCU M. (1984) - *Geotectonica României* - Ed. Tehnică, București.
SĂNDULESCU M. (1980) - *Analyse géotectonique des chaînes alpines situées autour de la Mer Noire Occidentale* - An. Inst. Geol. și Geofiz. LVI, București.
SCHMID S.M., BERNOULLI D., FÜGENSCHUH B., MAȚENCO L., SCHEFER S., SCHUSTER R., TISCHLER M., USTASZEWSKI K. (2008) - *The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units* - Swiss J. Geosci. 101 (2008) 139-183.
SCHMID S.M., FÜGENSCHUH B., EDUARD KISSLING E., SCHUSTER R. (2004) - *Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen* - Eclogae geol. Helv. **97**, 93-117.
SCHOENBERG R., KAMBER B.S., COLLERSON K.D., EUGSTER O. (2002) - *New W-isotope Evidence for Rapid Terrestrial Accretion and very Early Core Formation* - Geochimica et Cosmochimica Acta, **66**, 3151-3160.
SCHOETENSACK O. (1908) - *Der Unterkiefer des Homo heidel-bergensis aus den Sanden von Mauer bei Heidelberg (The lower jaw of the Homo*

heidelbergensis out of the sands of Mauer near Heidelberg) - Leipzig: Wilhelm Engelmann.

SCHULTE PH., LEHMKUHL F., KELS H., KLASEN N. (2014) - *Environmental change indicated by a site-specific grain size ratio the example of the Semlac loess-paleosol sequence (Romania)* - Late Pleistocene and Holocene Climatic Variability in the Carpathian - Balkan Region, Abstract Volume.

SCOTESE C.R. (2009) - *Late Proterozoic plate tectonics and palaeogeography: a tale of two supercontinents, Rodinia and Pannotia* - Geological Society of London, Special Publications, **326**, 67-83.

SCOTT E.R.D., HAACK H., LOVE S.G. (2001) - *Formation of Mesosiderites by Fragmentation and Reaccretion of a Large Differentiated Asteroid* - Meteoritics & Planet. Sci. **36**: 869-881.

SDROLIAS M. & MÜLLER R.D. (2006) - *Controls on Back-arc Basin Formation* - Geochemistry, Geophysics, Geosystems, Vol. **7**, Issue 4.

SEARS D.W.G., HASAN F.A., BATCHELOR J.D., LU J. (1991) - *Chemical and Physical Studies of Type 3 chondrites; XI, Metamorphism, Pairing and Brecciation of Ordinary Chondrites* - Proc. Lunar Planet. Sci., **22**, 493-512.

SEDGWICK A. (1852) - *On the classification and nomenclature of the Lower Paleozoic rocks of England and Wales* - Quarterly Journal of the Geol. Soc. Of London **8**, 136-168.

SEDGWICK A. & MURCHISON R.I. (1840) - *On the Physical Structure of Devonshire and on the Subdivisions and Geological Relations of Its Older Stratified Deposits* - Transactions of the Geological Society of London, 2nd series, **5**.

SEDGWICK A. & MURCHISON R.I. (1837) - *A classification of the old slate rocks of the north of Devonshire* - Report of the British Association for the Advancement of Science (for 1836), 95-96.

SEDGWICK A. & MURCHISON R.I. (1835) - *On the Cambrian and Silurian systems, exhibiting the order in which the older sedimentary strata succeed each other in England and Wales* - London and Edinburgh Philosophical Magazine **7**, 483-485.

SEELEY H.G. (1888) - *On the classification of the fossil animals commonly named Dinosauria* - Proceedings of the Royal Society of London. **43**: 165-171.

SEGHEDI I., DOWNES H., HARANGI S., MASON P.R.D., SZAKÁCS A. (2005) - *Geochemical response of magmas to Neogene-Quaternary continental collision in the Carpathian-Pannonian region: a review* - tectonophysics 410, 485-499.

SEGHEDI I., DOWNES H., SZAKÁCS A., MASON P.R.D., THIRLWALL M.F., ROȘU E., PÉCSKAY Z., MÁRTON E., PANAIOTU C. (2004) - *Neogene-Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian-Pannonian region: a synthesis* - Lithos, **72**, 117-146.

SENUT B., PICKFORD M., GOMMERY D., MEIN P., CHEBOI K., COPPENS Y. (2001) - *First hominid from the Miocene (Lukeino Formation, Kenya)* - Earth Planet. Sci. Lett. **332**, 137-144.

SETON M., MÜLLER R.D., ZAHIROVIC S., GĂINĂ C., TORSVIK T.H., SHEPARD G., TALSMA A., GURNIS M., TURNER M., MAUS S., CHANDLER

M. (2012) - *Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma* - Earth - Science Reviews, **113**, 212-270.

SETON M., GĂINĂ C., MÜLLER R.D., HEINE C. (2009) - *Mid-Cretaceous seafloor spreading pulse: fact or fiction?* - Geology, **37**, 687-690.

SHACKLETON N.J. (1969) - *The Last Interglacial in the Marine and Terrestrial Record* - Proceedings of the Royal Society of London, B174, 135-154.

SHANG X, SHIM S.-H., de HOOP M., van der HILST R. (2014) - *Multiple seismic reflectors in Earth's lowermost mantle* - Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America **111**(7), 2442-2446.

SHEDLOCK K.M., GIARDINI D., GRÜNTHAL G., ZHANG P. (2000) - *The GSHAP Global Seismic Hazard Map* - Seismological Research Letters, Vol. **71**, No. 6, 679-686.

SHELDON N.D. (2006) - *Precambrian paleosols and atmospheric CO_2 levels* - Precambrian Research **147**(1):148-155.

SHILLINGTON D.J., WHITE N., MINSHULL T.A., EDWARDS G.R.H., JONES S.M., EDWARDS R.A., SCOTT C.L. (2008) - *Cenozoic Evolution of the Eastern Black Sea: a Test of Depth-dependent Stretching Models* - Earth and Planetary Science Letters, vol. **265**, Issues 3-4, 360-378.

SIEBERG A. (1932) - *Erdbeben* - in: Handbuch der Geophysik (B. Gutenberg, Berlin), vol. **4**, tables 102, 552-554.

SIEBERG A. (1923) - *Erdbebenkunde* - Jena, 102-104.

SIEBERG A. (1912) - *Über die makroseismische Bestimmung der Erdbebenstärke. Ein Beitrag zur seismologischen Praxis* - G.Gerlands Beiträge zur Geophysik, **11** (2-4), 227-239.

SIEBERT C., KRAMERS J.D., MEISEL Th.C., MOREL Ph., NÄGLER Th.F. (2005) - *PGE, Re-Os, and Mo isotope systematics in Archean and early Proterozoic sedimentary systems as proxies for redox conditions of the early Earth* - Geochimica et Cosmochimica Acta **69** (7):1787-1801.

SIES H. (1985) - *Oxidative stress: introductory remarks. In: Sies H, editor. Oxidative Stress* - Academic Press, London, 1-8.

SLON V., HOPFE C., WEISS C.L., MAFESSONI F., de la RASILLA M., PÄÄBO S. *et al.* (2017) - *Neanderthal and Denisovan DNA from Pleistocene sediments* - Science **356**, 605-608.

SOFICARU A., DOBOȘ A., TRINKAUS E. (2006) - *Early modern humans from the Peştera Muierii, Baia de Fier, Romania* - Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.A., **103**(46), 17196-17201.

SOKOLOV V.Y., WENZEL F., MOHINDRA R. (2009) - *Probabilistic seismic hazard assessment for Romania and sensitivity analysis: A case of joint consideration of intermediate-depth (Vrancea) and shallow (crustal) seismicity* - Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Elsevier, Vol. **29**, Issue 2, 364-381.

SPONHEUER W. & KARNIK V. (1964) - *Neue seismische Skala* - In: Sponheuer (Ed.), Proceedings of the 7th Symposium of the ESC, Jena. Veröffentlichungen des Instituten für Boden-Dynamik und Erdbeben-forschung in Jena, Deutsche Academie der Wissenschaften zu Berlin, **77**, 69-76.

(van) STAAL C.R., WHALEN J.B., VAQUERO P.V. (2009) - *Pre-Carboniferous episodic accretion-related orogenesis along the Laurentian margin of the*

Northern Appalachians - In: J.B. Murphy, J.D. Keppie & A. Hynes (Eds.), *Ancient Orogens and Modern Analogues* - Geological Society London, Special Publications, **327**, 271-316.

(van) STAAL C.R., WHALEN J.B., McNICOL V.J. (2007) - *The Notre Dame Arc and the Taconic Orogeny in Newfoundland* - In: R.D. Hatcher *et al.* (Eds.), *4-D Framework of Continental Crust* - Geological Society of America Memoir **200**, 511-552.

STAMPS D., CALAIS E., SARIA E., HARTNADY C., NOCQUET J.M., EBINGER C.J., FERNANDEZ R.M. (2008) - *A Kinematic Model for the East African Rift* - Geophys. Res. Lett., L05304.

STEINBERGER B., SUTHERLAND R., O`CONNELL R.J. (2004) - *Prediction of Emperor - Hawaii seamount locations from a revised model of global plate motion and mantle flow* - Nature, **430**, 167-173.

STERN R.J. & JOHNSON P.R. (2010) - *Continental Lithosphere of the Arabian Plate: A Geologic, Petrologic and Geophysical Synthesis* - Earth Sci. Rev. **101**, 29-67.

STERN R.J. (2002) - *Subduction Zones* - Rev. Geophys. 40, 1012

STEVENS N.J., SEIFFERT E.R., O`CONNOR P.M., ROBERTS E.M., SCHMITZ M.D., KRAUSE C., GORSCAK E., NGASALA S., HIERONYMUS T.L., TEMU J. (2013) - *Paleontological evidence for an Oligocene divergence between Old World monkeys and apes* - Nature, **497**, 611-614.

STEVENSON D.J. (2008) - *A Planetary Perspective on the Deep Earth* - Nature, **451**, 261-265.

STEVENSON D.J. (1987) - *Origin of the Moon, The Collision Hypothesis* - Annual Review of Earth and Planetary Sciences, **15**, 271-315.

STOCK J.M. & LEE J. (1994) - *Do Microplates in Subduction Zones Leave a Geological Record?* - Tectonics **13**, no. 6, 1472-1487.

SUESS E. (1885 - 1909) - *Das Antlitz der Erde* - F. Tempsky, Vienna.

SUESS E. (1891) - *Die Brücke des östlichen Africa* - In: Beitrage zur Geologischen Kenntnis des östliches Africa. Denkschriften Kaizerlichen Akademie der Wissenschaftliche Klasse. Wien, **50**, 555-556.

SUESS H.E. & UREY H.C. (1956) - *Abundances of the Elements* - Rev. of Mod. Phys. **28**: 53-74.

SZABÓ C., HARANGI S., CSONTOS L. (1992) - *Review of Neogene and Quaternary Volcanism in the Carpathian - Pannonian Region* - Tectonophysics, **208**, 243-256.

ȘENGÖR A.M.C. & NATAL`IN B.A. (1996) - *Paleotectonics of Asia: Fragments of a Synthesis* - In: A. Yin & M.Harrison (Eds.), *The Tectonic Evolution of Asia*, Cambridge University Press, 486-646.

ȘTEFĂNESCU S.S. & SCHLUMBERGER C. (1930) - *Sur la distribution électrique potentielle autour d`une prise de terre ponctuelle dans un terrain à couches horizontales, homogènes et isotropes* - Journal Physique et le Radium I, 4, 132-140.

ȘTEFĂNESCU G. (1901) - *The earthquakes of Romania during 1391 years, from the year 455 to 1846* (in Romanian) - An. Acad. Rom., XXIV, 1-34.

TAMM E., KIVISILD T., REIDLA M., METSPALU M., SMITH D.G., MULLIGAN C.J. (2007) - *Beringian standstill and spread of Native American founders* - PLoS One., **2**(9): e829.

TARDUNO J., BUNGE H.-P., SLEEP N., HANSEN U. (2009) - *The bent Hawaiian-Emperor hotspot track: inheriting the mantle wind* - Science, **324**, 50-53.

TAYLOR B. & MARTINEZ F. (2003) - *Back-arc basin basalt systematics* - Earth and Planetary Science Letters **210**, 481-497.

TAYLOR B.F. (1910) - *Bearing of the Tertiary Mountain Belt on the Origin of the Earth's Plan* - Geological Society of America Bulletin, v. **21**: 176-226.

TĂMAȘ D.M., SCHLÉDER Z., KRÉZSEK C., MAN S., FILIPESCU S. (2018) - *Understanding salt in orogenic settings: The Evolution of Ideas in Romanian Carpathians* - AAPG Bull. Vol. **102**, no. 6, 941-958.

THORDARSON T. & LARSEN G. (2007) - *Volcanism in Iceland in Historical Time: Volcano Types, Eruption Styles and Eruptive History* - Journal of Geodynamics, Vol. **43**, Issue 1, 118-152.

TISCHLER M., GROGER H.M., FUGENSCHUH B., SCHMIT S.M. (2007) - *Miocene tectonics of the Maramureș area (Northern Romania): implications for the Mid-Hungarian fault zone* - Jour. Earth Sci. **96**, 473-496.

TOMA-DĂNILĂ D. (2014) - *Harta cutremurelor din România, în perioada 1900-2014* - Hartă realizată prin programul Parteneriate în domenii prioritare - PNII derulat cu sprijinul MEN-UEFISCDI, proiect nr. 336/2014.

TORFSTEIN A., GOLDSTEIN S.L., STEIN M., ENZEL Y. (2013) - *Impacts of Abrupt Climate Changes in the Levant from Last Glacial Dead Sea Levels* - Quaternary Science Reviews, **69**, 1-7.

TORSVIK T.H., DOUBROVINE P.V., STEINBERGER B., GĂINĂ C., SPAKMAN W., DOMEIER M. (2017) - *Pacific plate motion change caused the Hawaiian-Emperor Bend* - Nature Communications **8**, Art. 15660.

TORSVIK T.H. & COCKS L.R.M. (2017) - *Earth History and Palaeogeography* - Cambridge University Press.

TRINKAUS E., MOLDOVAN O.T., MILOTA ȘT., BÎLGĂR A., SARCINA L., ATHREYA S., BAILEY S.E., RODRIGO R., GHERASE M., HIGHAM T., BRONK RAMSAY C., van der PLICHT J. (2003) - *An early modern human from the Peștera cu Oase, Romania* - Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.A. **100**, 11231-11236.

TSCHERMAK von SEYSENEGG G. (1885) - *Die Mikroskopische Beschaffenheit der Meteoriten* - E. Schweizerbart`sche Verlagshandlung, Stuttgart.

TSIGANIS K., GOMES R., MORBIDELLI A., LEVINSON H.F. (2005) - *Origin of the orbital architecture of the giant planets of the Solar System* - Nature, **435** (7041): 459-461.

TURCOTTE D.L. & SCHUBERT G. (2007) - *Geodynamics* - Cambridge University Press, 456p.

TUREKIAN K.K. & CLARK S.P. Jr. (1969) - *Inhomogeneous Accumulation of the Earth from the Primitive Solar Nebula* - Earth and Planetary Science Letters, **6**, 346-348.

TÜYSÜZ O. (2011) - *Timing and Mechanism of the Opening of the Western Black Sea Basin* - AAPG Search & Discovery Article #30152.

UREY H.C. (1952) - *The Planets: Their Origin and Development* - New Haven, CT: Yale University Press.

VALLEY J.W., CAVOSIE A.J., USHIKUBO T., REINHARD D.A., LAWRENCE D.F., LARSON D.J., CLIFFTON P.H., KELLY Th.F., WILDE S.A., MOSER D.E., SPICUZZA M.J. (2014) - *Hadean Age for a Post-magma-ocean Zircon Confirmed by Atom-probe Tomography* - Nature Geoscience **7**, 219-223.

VEEVERS J.J. (2004) - *Gondwanaland from 650-500 M.a. assembly through 320 M.a. merger in Pangea to 185-100 M.a. breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating* - Earth - Science Reviews, **68**, 1-132.

VILLAS E., VIZCAÏNO D., ÁLVARO J.J., DESTOMBES J., VENNIN E. (2006) - *Biostratigraphic control on the Latest-Ordovician glaciogenic unconformity in Alnif (Eastern Anti-Atlas, Morocco), based on brachiopods* - Geobios, **39**, 727-737.

VILLMOARE B., KIMBEL H., SEYOUM C., CAMPISANO C., DiMAGGIO E., ROWAN J., BRAUN D., RROWSMITH J., REED K. (2015) - *Early Homo at 2.8 Ma from Ledi-Geraru, Afar, Ethiopia* - Science. doi:10.1126/science.aaa1343.

VINE F.J. (1966) - *Spreading of the Ocean Floor: New Evidence*. Science, **154**: 1405-1425.

VINE F.J. & MATTHEWS D.H. (1963) - *Magnetic Anomalies over Oceanic Ridges* - Nature, **199**: 947-949.

WALLACE R.E. (1990) - *The San Andreas Fault System, California* - U.S.G.S. Professional Paper 1515, Washington.

WALTER M. R., BUICK R., DUNLOP J. S. R. (1980) - *Stromatolites 3,400-3,500 Myr old from the North Pole area, Western Australia* - Nature **248**, 443-445.

WASSON J.T. (1985) - *Meteorites: Their Record of the Early Solar System History* - Freeman, New York.

WASSON J. T. & KIMBERLIN J. (1967) - *The chemical classification of iron meteorites; II, Irons and pallasites with germanium concentrations between 8 and 100 ppm* - Geochim. et Cosmochim. Acta, **31**, 149-178.

WÄNKE H. (1981) - *Constitution of Terrestrial Planets* - Philosophical Transactions of the Royal Society of London A, **303**, 287-302.

WEGENER A. (1912) - *Die Enstehung der Kontinente* - Petermanns Geographische Mitteilungen, v. **58**, p. 185-195, 253-256, 305-309.

WEISBERG M.K., McCOY T.J., KROT A.N. (2006) - *Systematics and Evaluation of Meteorite Classification* - In: Lauretta & McSween Jr.: *Meteorites and the Early Solar System II*, University of Arizona Press, Tucson, U.S.A., 19-52.

WETHERILL G.W. (1994) - *Provenance of the Terrestrial Planets* - Geochimica et Cosmochimica Acta, **58**, 4513-4520.

WETHERILL G.W. (1990) - *Formation of the Earth* - Annual Review of Earth and Planetary Sciences, **18**, 205-256.

WETHERILL G.W. (1980) - *Formation of the Terrestrial Planets* - Annual Review of Astronomy and Astrophysics, **18**, 77-113.

WHEELOCK M.M., KEIL K., FLOSS C., TAYLOR G.J., CROZAZ G. (1994) - *REE Geochemistry of Oldhamite-dominated Clasts from the Norton County Aubrites: Igneous Origin of Oldhamite* - Geochimica et Cosmochimica Acta **58**: 449-458.
WHITE T.D., ASFAW B., BEYENE Y., HAILLE-SELASSIE Y., LOVEJOY C.O., SUWA G., WOLDEGABRIEL G. (2009) - *Ardipithecus ramidus and the paleobiology of early hominids* - Science, **64**, 75-86.
WHITE T.D., SUWA G., ASFAW B. (1994) - *Australopithecus ramidus, a new species of early hominid from Aramis, Ethiopia* - Nature, **371**, 306-312.
WHITE W.M. (2013) - *Geochemistry* - Wiley Blackwell.
WHITMAN W., COLEMAN D.C., WIEBE W.J. (1998) - *Prokaryotes: The unseen majority* - Proc. Nat. Acad. Sci. USA Vol. **95**, 6578-6583.
WHITMEYER S.J. & KARLSTROM K. E. (2007) - *Tectonic Model for the Proterozoic Growth of North America* - Geosphere, vol. **3**, 220-259.
WHITMEYER S.J., FICHTER L.S., PYLE E.J. (2007) - *New directions in Wilson Cycle concepts: Supercontinent and Tectonic Rock Cycles* - Geosphere vol. **3**, no. 6, 511-526.
WIECHERT E.J. (1907) - *Earthquake Research.* Translated from Physikalische Zeitschrift, **9**, 36-47.
WIGNALL P.B. (2007) - *The End-Permian Mass Extinction: how bad did it get?* - Geobiology, **5**, 303-309.
WILDE S.A., VALLEY J.W., PECK W.H., GRAHAM C.M. (2001) - *Evidence from Detrital Zircons for the Existence of Continental Crust and Oceans on the Earth 4.4 G.a. ago* - Nature, **409**: 175-178.
WILSON J.T. (1966) - *Did the Atlantic Close and Then Re-open?* - Nature, **211**: 676-681.
WILSON J.T. (1965) - *A New Class of Faults and Their Bearing on Continental Drift* - Nature, **207**: 343-347.
WONG K. (2014) - *Tiny Genetic Differences between Humans and Other Primates Pervade the Genome. Genome comparisons reveal the DNA that distinguishes Homo sapiens from its kin* - Scientific American.
WOOD B. (2002) - *Paleoanthropology: Hominid revelations from Chad* - Nature **418**, 133-135.
WOOD B.J., WALTER M.J., WADE J. (2006) - *Accretion of the Earth and Segregation of its Core* - Nature, **441**, 825-833.
WOOD H.O. & NEUMANN F. (1931) - *Modified Mercalli Intensity Scale of 1931* - Seismological Society of America Bulletin, **21**, 4, 277-283.
WOOD J. (1968) - *Meteorites and the Origin of the Planets* - New York: McGrow Hill.
XING J., HAO T., HU L., SUH M., KIM K. (2016) - *Characteristics of the Japan and IBM (Izu - Bonin - Marianas) subduction zones: Evidence from gravity and distribution of earthquake sources* - *Chinese Journal Geophysics*, **59**(1): 116-140.
YIN Q., JACOBSEN S.B., YAMASHITA K., BLICHER-TOFT J., TÉLOUK P., ALBARÈDE F. (2002) - *A Short Timescale for Terrestrial Planet Formation from Hf-W Chronometry of Meteorites* - Nature, **418**, 949-952.

ZELLMER G.F., EDMONDS M., STRAUB S.M. (2014) - *Volatiles in Subduction Zone Magmatism* - Geological Society, London, Special Publications, **410**, 1-17.
ZHANG Y. & HARRISON T. (2017) - *Gigantopithecus blacki: a giant ape from the Pleistocene of Asia revisited* - Am. J. Phys. Anthropol. **162**, suppl. 63, 153-177.
ZHAO D., FUJISAWA M., TOKOYUNI G. (2017) - *Tomography of the subducting Pacific slab and the 2015 Bonin deepest earthquake (Mw 7.9)* - Scientific Reports **7**, article number 44487, doi:10.1038 /srep44487.
ZHAO D., XU Y., WIENS D., DORMAN L.M., HILDEBRAND J., WEBB S.C. (1997) - *Depth extent of the Lau back-arc spreading center and its relation to subduction processes* - Science, **278** (5336), 254-257.
ZHAO G., SUN M., WILDE S.A., LI S., (2004) - *A Paleo-Mesoproterozoic Supercontinent: Assembly, Growth and Breakup* - Earth-Science Reviews **67**, 91-123.
ZILHÃO J., TRINKAUS E., CONSTANTIN S., MILOTA S., GHERASE M., SARCINĂ L., DANCIU A., ROUGIER H., QUILÈS J., RODRIGO R. (2007) - *The Peștera cu Oase people: Europe's earliest modern humans* - In: "Rethinking the Human Revolution." (P. Mellars, K. Boyle, O. Bar-Yosef, and C. Stringer, Eds.) - McDonald Institute for Archaeological Research, Cambridge, 249-262.

***

- **AAS - American Astronomical Society -** http://www.aas.org
- **ESA - European Space Agency -** https://www.esa.int/ESA
- **European Center for Geodynamics and Seismology -** http://www.-ecgs.lu/
- **GFZ German Research Centre for Sciences -** Helmholtz Centre, Potsdam (Germania) - http://gfzpublic.gfz-potsdam.de/pubman/
- **Grant CEEX 627/2005** - *Cercetari multidisciplinare întreprinse la Peștera cu Oase în cadrul Proiectului CLIMKARST "Variații climatice rapide înregistrate în depozitele carstice din Romania, evidențiate de indicatori izotopici și paleo-magnetici"* - Trinkaus E. (Washington University of St. Louis), Zilhao J. (Bristol University, UK), Constantin S. (Institutul de Speologie "Emil Racoviță") – http://www.iser.ro/ceex627/oase_ro.html.
- **Harvard CMT Project / Global CMT** - https://globalcmt.org/
- **IASPEI - International Association of Seismology and Physics of the Earth`s Interior -** http://iaspei.org/
- **INCDFP - Institutul Național de Cercetare - Dezvoltare pentru Fizica Pământului -** http://www.infp.ro/
- **INQUA - International Union for Quaternary Research -** https://www.inqua.org/
- **IUPAC - International Union of Pure and Applied Chemistry -** https://iupac.org/
- **IUGS - International Union of Geological Sciences -** http://www.iugs.org/
- **JAXA - Japan Aerospace Exploration Agency -** http://global.jaxa.jp/
- **Lamont Doherty Earth Observatory** - Columbia University, Earth Institute (U.S.A.) - https://www.ldeo.columbia.edu/
- **MIT - Massachusetts Institute of Technology (U.S.A.) -** www.mit.edu

- **MPG - Max Planck Gesellschaft / Society (Germania)** - https://www.mpg.de/de
- **NASA - National Aeronautics and Space Administration (U.S.A.)** - https://www.nasa.gov/; https://earthobservatory.nasa.gov
- **NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration (U.S.A.)** - http://www.noaa.gov/
- **P100-1/2013 - Cod de proiectare seismică** - http://constructii-proiect.ro/upload/normative/cc/-100-1-2013.pdf
- **PN-II-RU-TE-2014-4-2064** - Contract 193/2015 - *Reconstituirea sistemelor depozitionale cretacic inferioare din Carpatii Orientali: control climatic, tectonic si aport sedimentar* - Roban R.D., Dimofte D., Francovschi I., Profeta L., Apotrosoaiei V., Melinte Dobrinescu M.C., Panaiotu C., Ducea M. (Universitatea din București, Centrul de cercetare Lythos) - http://old.unibuc.ro/e/prof/roban_r_d/docs/2016/dec/09_12_43_34Raport_I_stiintific_intermediar_2016_Universitatea_din_Bucuresti.pdf
- **ROMPLUS (2017)** - http://www.infp.ro/romplus/.



INTERNATIONAL CHRONOSTRATIGRAPHIC CHART

www.stratigraphy.org

International Commission on Stratigraphy

v 2017/02



Eonothem / Eon	Erathem / Era	System / Period	Series / Epoch	Stage / Age	numerical age (Ma)
Phanerozoic	Cenozoic	Quaternary	Holocene		0.0117
			Pleistocene	Upper	0.126
				Middle	0.781
				Calabrian	1.80
				Gelasian	2.58
		Neogene	Pliocene	Piacenzian	3.600
				Zanclean	5.333
			Miocene	Messinian	7.246
				Tortonian	11.63
				Serravallian	13.82
				Langhian	15.97
				Burdigalian	20.44
				Aquitanian	23.03
		Paleogene	Oligocene	Chattian	27.82
				Rupelian	33.9
			Eocene	Priabonian	37.8
				Bartonian	41.2
				Lutetian	47.8
				Ypresian	56.0
			Paleocene	Thanetian	59.2
				Selandian	61.6
				Danian	66.0
	Mesozoic	Cretaceous	Upper	Maastrichtian	72.1 ±0.2
				Campanian	83.6 ±0.2
				Santonian	86.3 ±0.5
				Coniacian	89.8 ±0.3
				Turonian	93.9
				Cenomanian	100.5
			Lower	Albian	~ 113.0
				Aptian	~ 125.0
				Barremian	~ 129.4
				Hauterivian	~ 132.9
				Valanginian	~ 139.8
				Berriasian	~ 145.0

Eonothem / Eon	Erathem / Era	System / Period	Series / Epoch	Stage / Age	numerical age (Ma)
Phanerozoic	Mesozoic	Jurassic	Upper	Tithonian	152.1 ±0.9
				Kimmeridgian	157.3 ±1.0
				Oxfordian	163.5 ±1.0
			Middle	Callovian	166.1 ±1.2
				Bathonian	168.3 ±1.3
				Bajocian	170.3 ±1.4
				Aalenian	174.1 ±1.0
			Lower	Toarcian	182.7 ±0.7
				Pliensbachian	190.8 ±1.0
				Sinemurian	199.3 ±0.3
				Hettangian	201.3 ±0.2
		Triassic	Upper	Rhaetian	~ 208.5
				Norian	~ 227
				Carnian	~ 237
			Middle	Ladinian	~ 242
				Anisian	247.2
			Lower	Olenekian	251.2
				Induan	251.902 ±0.024
	Paleozoic	Permian	Lopingian	Changhsingian	254.14 ±0.07
				Wuchiapingian	259.1 ±0.5
			Guadalupian	Capitanian	265.1 ±0.4
				Wordian	268.8 ±0.5
				Roadian	272.95 ±0.11
			Cisuralian	Kungurian	283.5 ±0.6
				Artinskian	290.1 ±0.26
				Sakmarian	295.0 ±0.18
				Asselian	298.9 ±0.15
		Carboniferous – Pennsylvanian	Upper	Gzhelian	303.7 ±0.1
				Kasimovian	307.0 ±0.1
			Middle	Moscovian	315.2 ±0.2
			Lower	Bashkirian	323.2 ±0.4
		Carboniferous – Mississippian	Upper	Serpukhovian	330.9 ±0.2
			Middle	Visean	346.7 ±0.4
			Lower	Tournaisian	358.9 ±0.4

Eonothem / Eon	Erathem / Era	System / Period	Series / Epoch	Stage / Age	numerical age (Ma)
Phanerozoic	Paleozoic	Devonian	Upper	Famennian	372.2 ±1.6
				Frasnian	382.7 ±1.6
			Middle	Givetian	387.7 ±0.8
				Eifelian	393.3 ±1.2
			Lower	Emsian	407.6 ±2.6
				Pragian	410.8 ±2.8
				Lochkovian	419.2 ±3.2
		Silurian	Pridoli		423.0 ±2.3
			Ludlow	Ludfordian	425.6 ±0.9
				Gorstian	427.4 ±0.5
			Wenlock	Homerian	430.5 ±0.7
				Sheinwoodian	433.4 ±0.8
			Llandovery	Telychian	438.5 ±1.1
				Aeronian	440.8 ±1.2
				Rhuddanian	443.8 ±1.5
		Ordovician	Upper	Hirnantian	445.2 ±1.4
				Katian	453.0 ±0.7
				Sandbian	458.4 ±0.9
			Middle	Darriwilian	467.3 ±1.1
				Dapingian	470.0 ±1.4
			Lower	Floian	477.7 ±1.4
				Tremadocian	485.4 ±1.9
		Cambrian	Furongian	Stage 10	~ 489.5
				Jiangshanian	~ 494
				Paibian	~ 497
			Series 3	Guzhangian	~ 500.5
				Drumian	~ 504.5
				Stage 5	~ 509
			Series 2	Stage 4	~ 514
				Stage 3	~ 521
			Terreneuvian	Stage 2	~ 529
				Fortunian	541.0 ±1.0

	Eonothem / Eon	Erathem / Era	System / Period	numerical age (Ma)
Precambrian	Proterozoic	Neoproterozoic	Ediacaran	~ 635
			Cryogenian	~ 720
			Tonian	1000
		Mesoproterozoic	Stenian	1200
			Ectasian	1400
			Calymmian	1600
		Paleoproterozoic	Statherian	1800
			Orosirian	2050
			Rhyacian	2300
			Siderian	2500
	Archean	Neoarchean		2800
		Mesoarchean		3200
		Paleoarchean		3600
		Eoarchean		4000
	Hadean			~ 4600

Units of all ranks are in the process of being defined by Global Boundary Stratotype Section and Points (GSSP) for their lower boundaries, including those of the Archean and Proterozoic, long defined by Global Standard Stratigraphic Ages (GSSA). Charts and detailed information on ratified GSSPs are available at the website http://www.stratigraphy.org. The URL to this chart is found below.

Numerical ages are subject to revision and do not define units in the Phanerozoic and the Ediacaran; only GSSPs do. For boundaries in the Phanerozoic without ratified GSSPs or without constrained numerical ages, an approximate numerical age (~) is provided.

Numerical ages for all systems except Lower Pleistocene, Upper Paleogene, Cretaceous, Triassic, Permian and Precambrian are taken from 'A Geologic Time Scale 2012' by Gradstein et al. (2012); those for the Lower Pleistocene, Upper Paleogene, Cretaceous, Triassic, Permian and Precambrian were provided by the relevant ICS subcommissions.

Colouring follows the Commission for the Geological Map of the World (http://www.ccgm.org)



Chart drafted by K.M. Cohen, D.A.T. Harper, P.L. Gibbard

To cite: Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.-X. (2013; updated) The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes 36: 199-204.

URL: http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2017-02.pdf

ISBN 978-606-687-345-1

